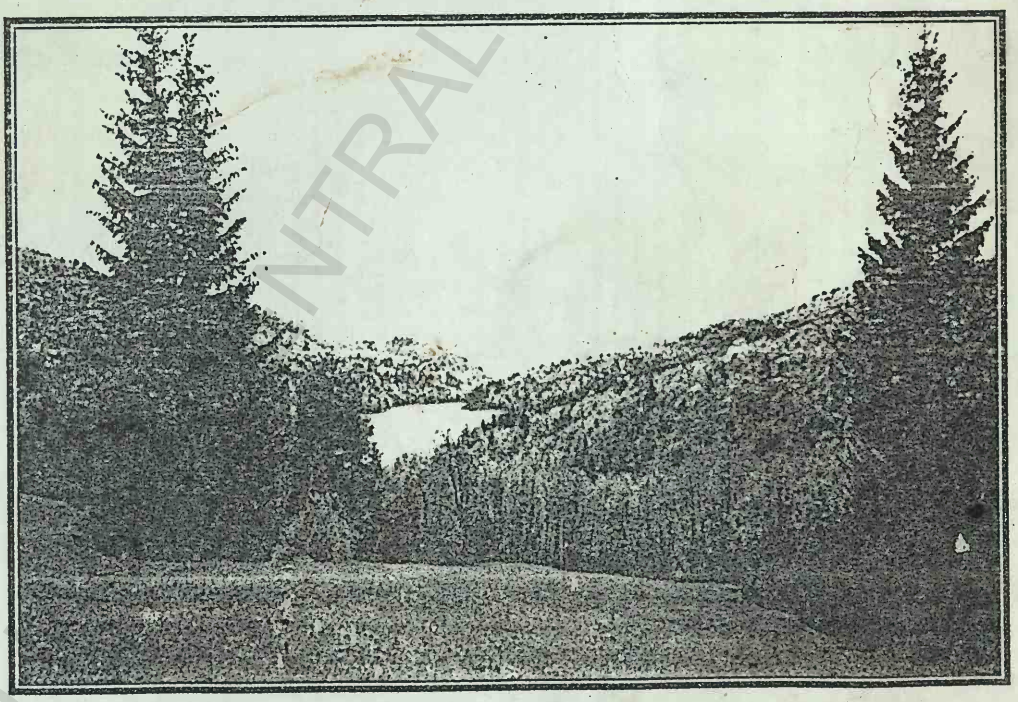
V-4.866

V
4.866

NICOLAE RĂDOANE

GEOGRAFIA FIZICA A ROMANIEI



EDITURA UNIVERSITĂȚII
SUCEAVA

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

NICOLAE RĂDOANE

GEOGRAFIA FIZICĂ A ROMÂNIEI

125672
B.C.U. - IASI

EDITURA UNIVERSITĂȚII SUCEAVA

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Descrierea CIP a Bibliotecii Naționale

RĂDOANE, NICOLAE
Geografia fizică a României / Rădoane Nicolae, -
Suceava : Editura Universității din Suceava, 2002
p. : cm.
Bibliogr.
ISBN 973-8293-19-7

911.2(498)

Referenți științifici:

Prof.univ.dr. Costică BRÂNDUȘ
Universitatea "Ștefan cel Mare" Suceava
Prof.univ.dr. Virgil SURDEANU
Universitatea "BABEȘ BOLYAI" Cluj Napoca

I.S.B.N. 973-8293-19-7

Copyright © Editura Universității Suceava
Toate drepturile asupra prezentei ediții sunt rezervate editurii.

EDITURA UNIVERSITĂȚII
SUCEAVA

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Prefață

A ști despre pământul țării numai că este frumos și că prezintă un relief variat, cu munți, dealuri și câmpii înseamnă prea puțin. Frumusețea țării tale crește pe măsură ce-i desluşeşti toate tainele geografice și, mai mult, după ce o străbați în lung și-n lat, din piscurile Carpaților și până la țărmul mării. Elaborarea acestei lucrări a venit dintr-o necesitate de cunoaștere geografică sub toate aspectele. De aceea, putem spune că, prin conținutul său complex, lucrarea constituie o amplă sinteză a cunoștințelor fizico-geografice despre România.

Teritoriul țării noastre nu se prezintă ca o individualitate, ci el are legături cu unitățile din jurul său. Dar ceea ce reținem ca remarcabil este interdependența creată între diferitele-i unități naturale apărând ca un tot unitar. Scopul principal al lucrării este acela de a evidenția tocmai trăsăturile importante care definesc unitatea și personalitatea geografică a teritoriului României.

Structurarea cursului este clasică și a fost concepută să acopere integral toate aspectele fizico-geografice, începând cu relieful ce constituie suportul de bază și continuând cu clima, apele, vegetația, fauna, solurile, încheind cu regionarea fizico-geografică. Totodată, pentru a înțelege cât mai bine fenomenele expuse, s-a folosit și o ilustrație adecvată și bogată.

Realizarea unei astfel de lucrări a impus selectarea, dar și sintetizarea unui mare volum de informație, ceea ce nu a fost nici ușor și nici simplu. Greutățile cele mai mari s-au întâmpinat la capitolul de relief, îndeosebi, aspectele legate de paleoevoluția acestuia. Explicarea evoluției reliefului prin prisma tectonicii plăcilor întâmpină încă dificultăți, neexistând un model unic acceptat, fiecare autor are modelul său care ține de propria-i imaginație. De aceea, până la clarificarea acceptabilă, rămân încă semne de întrebare și așteptăm găsirea modelului bine fundamentat. Progresele ce se vor realiza în acest domeniu, ne vor obliga să purcedem la revizuirea multora dintre ideile prezentate.

Și în cadrul capitolului referitor la soluri am făcut unele modificări, acestea fiind impuse de ultimele noutăți cu privire la noul sistem român de taxonomie a solurilor.

Lucrarea se adresează în principal studenților de la secțiile cu profil geografic, dar în aceeași măsură, poate constitui o importantă sursă de informare pentru profesorii din învățământul preuniversitar ce efectuează stagii de perfecționare. De asemenea, este utilă specialiștilor din domenii conexe geografiei, istoriei, biologiei, silviculturii, agronomiei ș.a.

Desigur, prin cursul de față nu avem pretenții de a fi rezolvat toate problemele pe care le ridică teritoriul României, tocmai de aceea considerăm binevenite orice sugestii care să contribuie la îmbogățirea conținutului său.

Exprimăm întreaga noastră gratitudine profesorilor C. Brânduș, de la Universitatea „Stefan cel Mare" Suceava și V. Surdeanu de la Universitatea „Babeș-Bolyai" Cluj-Napoca, pentru amabilitatea de a parcurge acest material și de a acorda referințe științifice.

Autorul

Suceava, noiembrie 2001

BCU INTERNATIONAL UNIVERSITY LIBRARY

Cuprins

CAPITOLUL I

ROMÂNIA – ŢARĂ CARPATICĂ, DUNĂREANĂ ŞI PONTICĂ

1. **Poziţia geografică** 1
1.1. Suprafaţa şi frontierele 3
1.2. România, ţară carpatică, dunăreană şi pontică 5

CAPITOLUL II

2. **Istoricul cercetărilor şi evoluţia cunpoaşterii fizico-geografice a teritoriului României** 6
2.1. Începuturile geografiei româneşti 6
2.2. Geografia modernă în România. Şcoala geografică românească 7
2.3. Publicaţiile şi periodicile geografice româneşti 13

CAPITOLUL III

3. **Relieful** 14
3.1. Caracterizearea orografică şi morfometrică 14
3.2. Evoluţia paleogeografică 19
3.2.1. Cadrul geostructural 19
3.2.2. Etapele de dezvoltare ale reliefului 22
3.2.2.1. Epoca prehercinică 23
3.2.2.2. Epoca hercinică 24
3.2.2.3. Epoca carpatică 26
3.2.3. Condiţiile morfogenetice specifice Cuaternarului 33
3.2.3.1. Condiţiile climatice 33
3.2.3.2. Mişcările neotectonice 34
3.2.3.3. Eustatismul în Cuaternar 36
3.3. Relieful structural 37
3.3.1. Relieful structural din Podişul Moldovei 37
3.3.2. Relieful structural din Podişul Transilvaniei 39
3.3.3. Relieful structural din Subcarpaţi 41
3.3.4. Relieful structural din Podişul Getic 42
3.3.5. Relieful structural din Dobrogea 42
3.3.6. Relieful structural din Carpaţi 43
3.4. Relieful petrografic 46
3.4.1. Relieful petrografic dezvoltat pe roci cristaline 46
3.4.2. Relieful dezvoltat pe roci calcaroase şi alte roci solubile 47
3.4.2.1. Relieful exocarstic 49
3.4.2.2. Relieful endocarstic 52

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

3.4.2.3. Alte tipuri de carst 52
3.4.2.4. Regiunile de relief carstic din România 54
3.4.3. Relieful dezvoltat pe gresii şi conglomerate 55
3.4.4. Relieful dezvoltat pe argile şi marne 58
3.4.5. Relieful dezvoltat pe nisipuri 58
3.4.6. Relieful dezvoltat pe loessuri şi depozite loessoide 60
3.4.7. Relieful vulcanic 61
3.4.7.1. Activitatea vulcanică pe teritoriul României 61
3.4.7.2. Relieful creat şi modelarea postvulcanică 64
3.5. Relieful sculptural 66
3.5.1. Suprafeţele de nivelare din Carpaţi 66
3.5.1.1. Complexul sculptural Borăscu 69
3.5.1.2. Complexul sculptural Râu - Şes 72
3.5.1.3. Complexul sculptural Gornovița 72
3.5.2. Piemonturile 73
3.5.2.1. Formarea piemonturilor 73
3.5.2.2. Unităţile piemontane din România 74
3.5.3. Pedimentele 76
3.5.4. Glacisurile 78
3.6. Relieful glaciar 79
3.6.1. Dezvoltarea reliefului glaciar în Carpaţii Româneşti 79
3.6.2. Geneza şi morfologia reliefului glaciar din Carpaţii Româneşti 79
3.6.3. Aspecte regionale privind modelarea glaciară 81
3.6.4. Fazele glaciare din Carpaţii Româneşti 86
3.7. Relieful periglaciar 87
3.7.1. Forme de relief periglaciar 88
3.7.1.1. Forme periglaciare de versant 88
3.7.1.2. Forme periglaciare dezvoltate pe suprafeţe plane 91
3.7.2. Unităţile morfogenezei würmiene din România 92
3.8. Relieful fluvial 94
3.8.1. Formarea reţelei de văi 94
3.8.2. Terasele râurilor 96
3.8.2.1. Structura teraselor 99
3.8.2.2. Alcătuirea teraselor 99
3.8.2.3. Vârsta teraselor 102
3.8.2.4. Extensiunea teraselor 102
3.8.3. Luncile 102
3.8.3.1. Morfologia luncilor 102
3.8.3.2. Alcătuirea luncilor 105
3.8.3.3. Vârsta luncilor 106
3.9. Modelarea actuală a reliefului 106
3.9.1. Factori de control 106
3.9.2. Procesele de modelare actuală 107
3.9.2.1. Procesele de mişcare în masă 107
3.9.2.2. Procese fluvio-denudaţionale şi fluviale 111
3.9.2.3. Modelarea marină 117
3.9.2.4. Modelarea antropică 120
3.10. Regionarea geomorfologică 122

BCU IAŞI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CAPITOLUL IV

4. **Clima** 125
4.1. Factorii genetici ai climei 125
4.1.1. Radiația solară 125
4.1.2. Circulația generală a atmosferei 127
4.1.3. Suprafața subiacentă activă 129
4.2. Caracteristicile elementelor climatice 131
4.2.1. Temperatura aerului 131
4.2.1.1. Temperatura medie anuală 131
4.2.1.2. Amplitudinea medie anuală 135
4.2.1.3. Temperaturile medii zilnice 135
4.2.1.4. Temperaturile extreme 136
4.2.2. Temperatura solului 137
4.2.3. Înghețul și bruma 138
4.2.4. Umezeala aerului, nebulozitatea și durata de strălucire a Soarelui 141
4.2.4.1. Umezeala relativă 141
4.2.4.2. Umezeala absolută 142
4.2.4.3. Nebulozitatea 142
4.2.4.4. Durata de strălucire a Soarelui 143
4.2.5. Precipitațiile atmosferice 144
4.2.5.1. Cantitățile medii anuale de precipitații 144
4.2.5.2. Cantitățile maxime de precipitații în 24 ore 148
4.2.5.3. Ploile torențiale 149
4.2.5.4. Ninsoarea și stratul de zăpadă 150
4.2.6. Vântul 152
4.2.6.1. Viteza vântului 152
4.2.6.2. Calmul atmosferic 154
4.2.6.3. Vânturile locale 155
4.3. Alte fenomene și procese climatologice 156
4.4. Tipuri de climat în România 157
4.4.1. Climatul de câmpie 158
4.4.2. Climatul de deal și podiș 160
4.4.3. Climatul de munte 161

CAPITOLUL V

5. **Apele** 163
5.1. Trăsăturile generale ale hidrografiei 163
5.2. Apele subterane 164
5.2.1. Apele freatice 164
5.2.2. Apele de adâncime 166
5.2.3. Apele minerale 167
5.2.4. Rezerva de ape subterane și gradul lor de utilizare 169
5.3. Râurile 170
5.3.1. Caracteristicile rețelei hidrografice 170
5.3.1.1. Gruparea sistemelor hidrografice 170
5.3.1.2. Modificări ale rețelei hidrografice ca urmare a intervențiilor antropice 171
5.3.2. Scurgerea apei 172
5.3.2.1. Caracteristici generale 172
5.3.2.2. Scurgerea medie 174

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

5.3.2.3. Scurgerea maximă 177
5.3.2.4. Scurgerea minimă 179
5.3.2.5. Tipuri de regim hidrologic 180
5.3.3. Bilanțul apei 184
5.3.4. Scurgerea aluviunilor 185
5.3.5. Regimul termic și de îngheț 187
5.3.6. Chimismul apei râurilor 189
5.3.7. Dunărea 191
5.3.8. Potențialul hidroenergetic al râurilor 195
5.4. Lacurile 196
5.4.1. Tipuri de lacuri după geneza cuvetei 196
5.4.2. Regimul hidric al lacurilor 202
5.4.3. Temperatura apei lacurilor și fenomenul de îngheț 202
5.4.4. Chimismul apei lacurilor 202
5.5. Marea Neagră și litoralul românesc 203
5.6. Regiunile hidrogeografice 207

CAPITOLUL VI
6. **Flora și vegetația** 209
6.1. Originea speciilor floristice din România 209
6.2. Evoluția istorică a vegetației 212
6.3. Distribuția geografică a vegetației 213
6.3.1. Zonalitatea latitudinală 213
6.3.1.1. Zona stepei 214
6.3.1.2. Zona silvostepei 215
6.3.1.3. Pădurile de stejar 215
6.3.2. Zonalitatea altitudinală 216
6.3.2.1. Etajul nemoral al pădurilor de foioase 216
6.3.2.2. Etajul molidișurilor (boreal) 218
6.3.2.3. Etajele subalpin și alpin 220
6.3.3. Vegetația intrazonală 221
6.3.4. Modificări antropice ale florei și vegetației din România 225

CAPITOLUL VII
7. **Fauna** 227
7.1. Originea faunei actuale 227
7.2. Unități și subunități zoogeografice ale faunei terestre 229
7.3. Repartiția faunei terestre 230
7.3.1. Fauna zonală 230
7.3.1.1. Fauna stepelor și silvostepelor 230
7.3.1.2. Fauna stejăretelor 231
7.3.2. Etajarea faunei 232
7.3.2.1. Etajul faunistic al făgetelor 232
7.3.2.2. Etajul faunistic al pădurilor de conifere 232
7.3.2.3. Etajul faunistic al pajiștilor alpine și tufărișurilor subalpine 233
7.3.3. Fauna azonală 234
7.4. Fauna acvatică 237
7.4.1. Originea speciilor acvatice 237
7.4.2. Fauna apelor curgătoare 238
7.4.2.1. Fauna pâraielor de munte 238

BCU IAȘI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

7.4.2.2. Fauna râurilor de munte 238
7.4.2.3. Fauna râurilor de deal şi podişuri 238
7.4.2.4. Fauna râurilor de câmpie 239
7.4.2.5. Fauna din Dunăre şi Delta Dunării 240
7.4.3. Fauna lacurilor 240
7.4.4. Fauna Mării Negre 240
7.4.4.1. Elementele faunistice din Marea Neagră 240
7.4.4.2. Zonele de viaţă din Marea Neagră 241
7.5. Influenţele antropice asupra faunei 241

CAPITOLUL VIII
8. **Solurile** 243
8.1. Factorii pedogenetici 243
8.2. Clasificarea solurilor din România 246
8.3. Repartiţia geografică a solurilor pe teritoriul României 251
8.3.1. Solurile câmpiilor 254
8.3.1.1. Solurile Câmpiei Române 254
8.3.1.2. Solurile Câmpiei Banato-Crişene 255
8.3.2. Solurile dealurilor şi podişurilor 256
8.3.2.1. Solurile Podişului Dobrogei 256
8.3.2.2. Solurile Podişului Moldovei 257
8.3.2.3. Solurile Podişului Transilvaniei 257
8.3.2.4. Solurile Piemontului Getic 258
8.3.2.5. Solurile Dealurilor Banato-Crişene 258
8.3.2.6. Solurile Subcarpaţilor 259
8.3.3. Solurile montane 260

CAPITOLUL IX
9. **Unităţile fizico-geografice** 261

Bibliografie 264

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CAPITOLUL 1

ROMÂNIA – ŢARĂ CARPATICĂ, DUNĂREANĂ ŞI PONTICĂ

1. Poziţia geografică

România este aşezată în sud-estul Europei centrale la contactul acesteia cu Europa orientală şi Europa balcanică. Prin poziţia sa, teritoriul se leagă de prezenţa a trei elemente geografice importante şi anume: lanţul muntos al Carpaţilor care pe teritoriul României prezintă maxima lui dezvoltare, cursul inferior al Dunării, inclusiv gurile marelui fluviu şi ţărmul apusean al Mării Negre, mare ce se leagă de Marea Mediterană prin strâmtorile Bosfor şi Dardanele.

Teritoriul României este delimitat la extremităţile sale de următoarele coordonate geografice: $48^0 15' 06''$ latitudine nordică, ce trece aproximativ prin localitatea Horodiştea, la sud $43^0 37' 07''$ latitudine nordică, ce trece prin localitatea Zimnicea; în partea vestică $20^0 15' 44''$ longitutine estică, localitatea Beba Veche, iar la est de $29^0 41' 24''$ longitutine estică, ce trece prin oraşul Sulina.

Distanţele dintre punctele extreme sunt de 525 km între Horodiştea şi Zimnicea şi de 760 km între Beba Veche şi Sulina. La teritoriul ţării se adaugă şi apele teritoriale româneşti, atât cele de pe frontierele fluviale, cât şi cele de pe platforma continentală a Mării Negre extinse pe o lăţime de 12 mile marine.

Prin partea centrală a ţării se intersectează paralela de 46^0 latitudine nordică şi meridianul de 25^0 longitutine estică, iar paralela de 45^0 latitudine nordică, care marchează jumătatea distanţei dintre Ecuator şi Polul Nord, străbate teritoriul României prin Delta Dunării, nordul oraşului Ploieşti, sudul oraşului Tg. Jiu. Aceste date arată că România se situează în plină zonă temperată, la distanţe aproximativ egale de extremităţile nordică (2800 km faţă de Capul Nord), estică (2600 km faţă de Munţii Urali); vestică (2750 km faţă de Capul Finistere) şi mai aproape de extremitatea sudică a Peninsulei Balcanice (1050 km faţă de Capul Akra – Tainaron) (fig.1.1).

Poziţia României pe Glob, la jumătatea distanţei dintre Ecuator şi Polul Nord condiţionează şi intensitatea iluminării şi încălzirii de-a lungul întregului an. Pentru întreg teritoriul ţării, durata maximă a zilei se produce la solstiţiul de vară iar cea minimă la solstiţiul de iarnă, egalitatea zilei cu cea a nopţii realizându-se la echinocţii. Cu excepţia echinocţiilor, în celelalte zile ale anului se constată diferenţe progresive între nordul şi sudul ţării. Astfel, durata zilelor creşte sau scade progresiv de la nord la sud, diferenţele maxime producându-se la solstiţii.

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Fig. 1.1. Poziția geografică a României în cadrul continentului european.

La solstițiul de vară, zilele sunt mai lungi cu 37 minute în nord față de sudul țării, și mai scurte la cel de iarnă cu 35 minute, în nord față de sudul țării. De asemenea, trebuie arătat și faptul că timpul necesar trecerii prin fața Soarelui a meridianelor extreme (conform mișcării de rotație a planetei, de la vest către est) este de 37 minute $42^2/_3$ secunde. Așadar, amiaza nu se produce simultan pentru toată țara, ci mai devreme pe meridianele din est și întârzieri ce ating valoarea maximă în extremitatea vestică. Spre exemplu, la Suceava, Soarele răsare cu o întârziere de 14 minute față de Sulina, dar cu 20 minute mai repede față de Timișoara.

Poziționarea României pe continent, în spațiul carpato-danubiano-pontic face ca cele trei elemente și, îndeosebi Carpații, să constituie caracteristici geografice fundamentale, cu influențe deosebite asupra acestor teritorii. Prezența arcului carpatic în centrul României determină ca pe teritoriul ei să se interfereze influențe geografice central europene, est-europene, balcanice și

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

pontice, rezultând o mare varietate atât pe orizontală cât şi în altitudine a elementelor de climă, soluri, vegetaţie, precum şi a celorlalte componente geografice.

Astfel, în raport cu circulaţia atmosferică, teritoriul României se situează în zona de interpătrundere a maselor de aer mai umede din vest cu cele continentale, mai uscate din est, determinând clima continentală excesivă din est şi cea continentală moderată din centrul continentului, la care se adaugă influenţele submediteraneene care se resimt în Banat şi sudul Olteniei. În concordanţă cu condiţiile de climă şi de vegetaţie, solurile din România fac tranziţia între solurile cenuşii ale Europei răsăritene şi cele brun roşcate specifice Europei sud vestice. Pe teritoriul ţării noastre se situează şi limita estică a fagului, element caracteristic european, dar şi limita vestică a stepelor specifice Europei estice.

1.1. Suprafaţa şi frontierele

România are o suprafaţă de 238.391 km^2, ocupând 4,8% din suprafaţa Europei. Din acest punct de vedere ţara noastră se situează între ţările de mărime mijlocie.

Frontierele de stat ale României însumează o lungime de 3150 km, aici fiind incluse atât frontierele continentale, cât şi apele continentale de sub jurisdicţia României (fig. 1.2). Din totalul frontierelor ţării, 1816,9 km urmăresc ape curgătoare, 1085,6 km sunt frontiere terestre, iar 247,4 km reprezintă limita apelor marine teritoriale. Spre apele internaţionale 31,7 km, spre apele teritoriale ucrainene şi 22,2 km spre apele bulgare (fig. 1.2). Categoriile de frontiere cu ţările vecine se repartizează astfel: 649,4 km cu Ucraina, 681,3 km cu Republica Moldova, 631,3 km cu Bulgaria, 546,4 km cu Iugoslavia, 448 km cu Ungaria, 193,5 km cu Marea Neagră[3].

Sectorul nordic al frontierei cu Ucraina începe de la râul Tur (lângă Halmeu), punct în care se întâlnesc frontierele României, Ucrainei şi Ungariei. Frontiera se orientează spre localitatea Tarna Mare, urcă pe culmile munţilor Oaş, trece pe lângă Pasul Huta şi ajunge la Teceul Mic. Între Teceul Mic şi confluenţa râului Vişeu cu Tisa, pe o lungime de 60 km, frontiera este constituită de râul Tisa. În continuare, frontiera prezintă un traseu sinuos, urmăreşte crestele muntoase ale Munţilor Maramureşului, trecând prin vârfurile Pop Ivan, Stogu, Şuligul, până la izvoarele Ţibăului (afluent al Bistriţei Moldoveneşti); apoi traversează Obcinele Bucovinei, pe la Izvoarele Sucevei, continuă pe cursul superior al Sucevei, până la localitatea Ulma, de unde se orientează pe versantul stâng al văii Sucevei până la localitatea Siret; traversează râul Siret, se continuă pe la nord de localitatea Dersca şi ajunge la localitatea Oroftiana pe Prut. De la această localitate şi până la Horodiştea (punct de frontieră pentru cele trei state: România, Ucraina şi Moldova), frontiera urmăreşte râul Prut[3].

Sectorul estic al frontierei este cu Republica Moldova, format în totalitate de cursul Prutului, până la vărsarea acestuia în Dunăre. De la confluenţa Prutului cu Dunărea este cel de al doilea sector de frontieră cu Ucraina, care se înscrie pe Dunăre, până la primul Ceatal (Ceatal Izmail), apoi pe braţul Chilia şi ramificaţia acestuia, Musura, până la mare.

[3] Datele sunt preluate din Anuarul Statistic al României, 1999. Lungimile frontierelor sunt oficializate numai cu Iugoslavia şi Ungaria, celelalte frontiere fiind calculate unilateral.

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

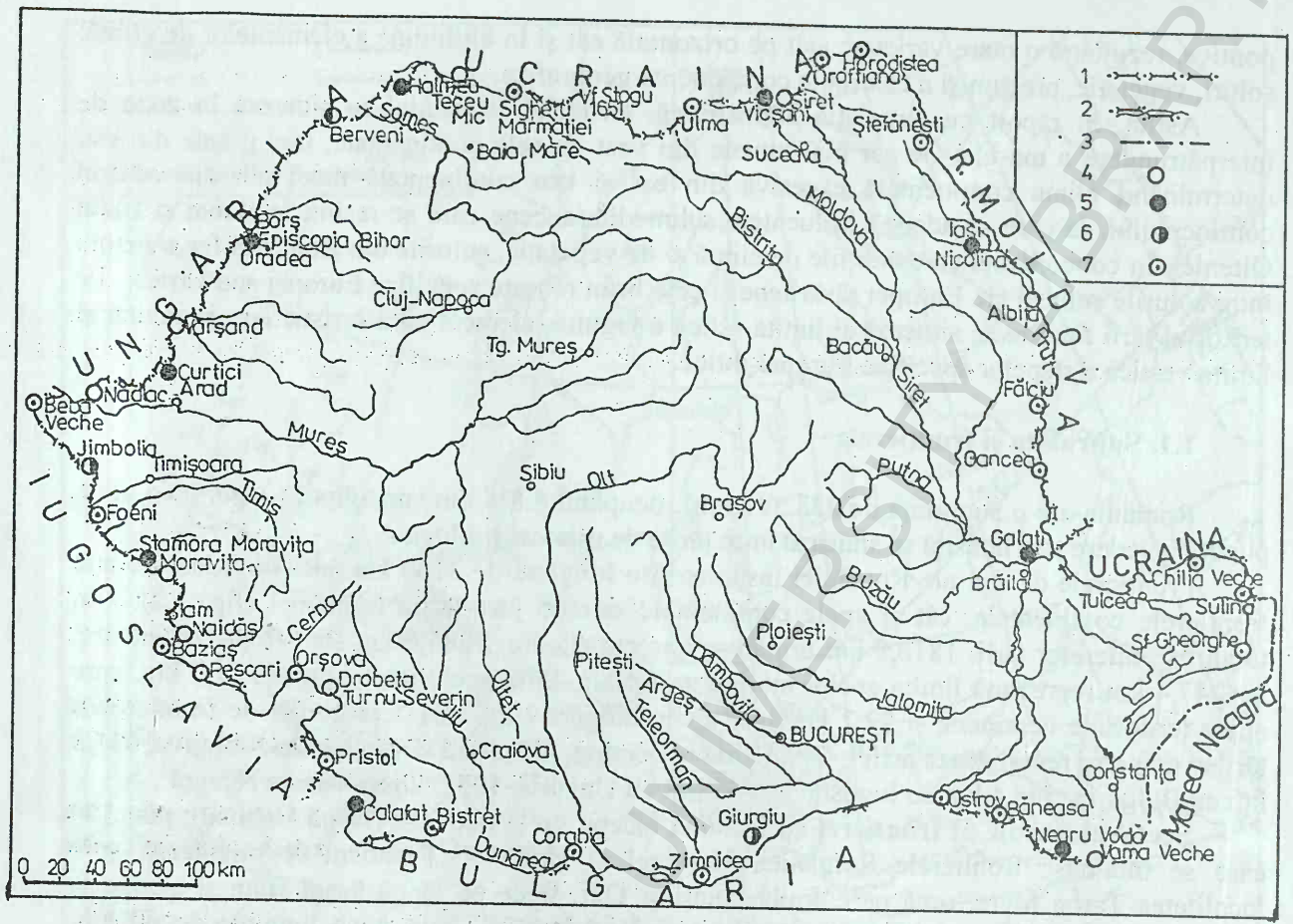


Fig. 1.2. Frontierele României (Geografia fizică a României, vol. I, 1983): 1, frontieră terestră; 2, frontieră pe ape curgătoare; 3, limita apelor teritoriale; 4, puncte de vamă rutiere; 5, puncte de vamă feroviare; 6, puncte de vamă rutiere și feroviare; 7, localități din apropierea frontierei.

Punctele cele mai importante de trecere a frontierei spre Ucraina sunt: Vicșani și Galați pe cale ferată; Siret, pe șosea, iar spre Republica Moldova: Nicolina, pe cale ferată; Albița, Sculeni, barajul lacului Stânca-Costești, pe șosea.

Frontiera sudică, cu Bulgaria, începe de la localitatea Vama Veche, de pe țărmul Mării Negre și se extinde până la confluența râului Timok cu Dunărea. Sectorul terestru al frontierei străbate Podișul Dobrogei trecând pe la sud de localitățile Negru Vodă, Băneasa și Ostrov. În continuare urmează frontiera fluvială (pe 470 km) până la confluența Timokului.

Legăturile între România și Bulgaria, în Dobrogea sunt asigurate pe cale ferată, la Negru Vodă, iar pe șosea la Vama Veche și Negru Vodă. Cel mai important punct de trecere spre Bulgaria este la Giurgiu (atât pe cale ferată cât și pe șosea). Totodată, se asigură trafic de mărfuri și pasageri prin feribot între Calafat și Vidin. În anul 2000, s-a ajuns la o înțelegere între guvernele României și Bulgariei ca în acest loc (Calafat-Vidin) să fie construit al doilea pod care să asigure traversarea Dunării, atât pentru o cale ferată cât și pentru o șosea.

Frontiera sud-vestică, cu Iugoslavia, ține de la Gura Timokului (în dreptul comunei Pristol) până la vest de Beba-Veche. Între Timok și Baziaș frontiera urmează cursul Dunării. Între Baziaș și Naidăș, pe un mic sector, frontiera urmărește râul Nera. De la Naidăș, frontiera

BCU CLUJ-NAPOCA CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

prezintă un traseu sinuos, străbătând Câmpia Banatului, pe la vest de localitățile Jamul Mare, Moravița, Jimbolia, Teremia Mare. Cele mai importante puncte de trecere a frontierei sunt: Stamora Moravița și Jimbolia, deopotrivă, feroviare și rutiere; pe barajul hidrocentralei Porțile de Fier I, rutieră.

Frontiera nord-vestică, cu Ungaria, se desfășoară între localitățile Beba Veche și Halmeu. Cu excepția unui mic sector, între Cenad și Nădlac (32,1 km) unde urmărește cursul inferior al Mureșului, frontiera este terestră trecând pe la vest de localitățile Vărșand, Borș, Valea lui Mihai, Carei. Legăturile cu Ungaria se efectuează pe cale ferată prin punctele Curtici, Episcopia Bihorului și Carei, pe cale ferată și șosea la Nădlac, iar pe cele rutiere la punctele: Borș, Vărșand, Valea lui Mihai, Petea. Se preconizează deschiderea și a altor puncte de trecere.

1.2. România, țară carpatică, dunăreană și pontică

Revenind la problema celor trei elemente principale: lanțul carpatic, cursul inferior al Dunării și țărmul apusean al Mării Negre, de care se leagă poziția geografică a României, putem considera că România este țară carpatică, dunăreană și pontică. Carpații sud-estici, aflați aproape în întregime pe teritoriul României, constituie „Osatura Pământului românesc". Dispunerea lor sub forma unui inel face ca ei să se prezinte ca o adevărată „cetate orografică" care inchide în interior Podișul Transilvaniei.

Din cununa Carpaților, relieful coboară, în trepte aproape concentrice, încât se poate spune că cea mai mare parte a reliefului este dezvoltată pe Unitatea Orogenului Carpatic,toate celelalte unități de relief din exterior s-au constituit din sedimente provenite din Carpați.

Carpații nu au constituit o piedică de trecere. În multe locuri se află pasuri, apoi văi prin care își fac loc apele de pe un versant pe celălalt și asigură trecerea dintr-o parte în alta. De aceea putem considera că România este prin excelență o țară carpatică.

Al doilea element important de care se leagă teritoriul României, îl constitue fluviul Dunărea. Acesta asigură țării noastre legături cu alte nouă state europene: Germania, Austria, Slovacia, Ungaria, Croația, Iugoslavia, Bulgaria, Moldova și Ucraina. Totodată, teritoriul românesc este drenat în proporție de 98% de către Dunăre, prin afluenții săi, exceptând câteva mici râuri dobrogene. În raport cu celelalte țări dunărene, România deține și suprafața cea mai mare din bazinul hidrografic dunărean, și 45% din lungimea Dunării navigabile, care în sectorul inferior pe circa 175 km (Brăila – Marea Neagră) este accesibilă și vaselor de mare tonaj. Caracterul dunărean este susținut și de existența, în estul țării, a gurilor marelui fluviu. Cine stăpânește Dunărea în bazinul ei inferior și mai ales gurile ei, acela joacă nu rol și are o răspundere nu numai în istoria locală, dar și în cea continentală (Giurescu, 1974).

În fine, situarea României pe țărmul occidental al Mării Negre, cu o deschidere maritimă de 247km, cu prezența unor porturi precum Constanța (care are în prezent cel mai ridicat trafic de mărfuri din bazinul Mării Negre), Sulina, Mangalia și porturile de pe Dunărea maritimă, cu importanță pentru navigația internațională, conferă României și caractrul de țară pontică.

BCU IASI CENTRALA UNIVERSITARA LIBRARY

CAPITOLUL 2

ISTORICUL CERCETĂRILOR ŞI EVOLUŢIA CUNOAŞTERII FIZICO-GEOGRAFICE A TERITORIULUI ROMÂNIEI

2.1. Începuturile geografiei româneşti

Consemnări şi descrieri consistente, cu referire directă la teritoriile româneşti, încep să apară abia după secolul al XV-lea, când se intră într-o nouă etapă care coincide cu „Renaşterea" şi care a pus bazele ştiinţelor moderne, experimentale ale naturii. În această etapă are loc închegarea şi consolidarea în actualul spaţiu a statelor medievale româneşti, dar apare şi disputa între marile imperii, cu privire la stăpânirea acestor state (imperiile otoman, austro-ungar şi rus).

Dintre personalităţile originare din România şi care au realizat lucrări geografice cu privire la teritoriile române vom consemna:

– **Johannes Honterus** (1498 – 1549), savant umanist din Braşov, care în anul 1530 a publicat lucrarea *Rudimenta Cosmographiae*, unde sunt prezentate o serie de informaţii despre pământul românesc. A fost răspândită ca manual de geografie şi astronomie în Germania şi SE Europei.

– **Nicolaus Olahus** (1493 – 1568), născut la Sibiu, fiind nepot de soră a lui Ioan Corvin de Huniade. Este considerat primul umanist şi geograf de origine română care se afirmă pe plan european. Fiind român a afirmat în repetate rânduri „Valahia, patria mea paternă". În anul 1536 a scris o lucrare geografico-istorică, Geografia Ungariei, lucrare în care se dau informaţii despre români, afirmând în acelaşi timp unitatea de neam, origine, limbă şi obiceiuri a românilor din Ţara Românească, Moldova şi Transilvania.

– **Miron Costin** a publicat în limba polonă, în anul 1677 *Cronica ţărilor Moldovei şi Munteniei*, lucrare în care se întâlnesc numeroase informaţii geografice cu privire la cele două ţări.

– **Constantin Cantacuzino** (1640 – 1716) a scris *Istoria Ţării Româneşti dintru început* şi a alcătuit o hartă a Ţării Româneşti care s-a tipărit în anul 1700 la Padova. După apariţie, harta

BCU "LUCIAN BLAGA" - UNIVERSITY LIBRARY

s-a răspândit repede în Europa, fiind folosită de numeroşi învăţaţi. Originalul hărţii a fost descoperit după primul război mondial, la British Museum din Londra. Harta reprezintă Muntenia şi Oltenia din punct de vedere fizico-geografic şi economic, politico-administrativ şi arheologic.

În secolul al XVIII-lea cele mai semnificative lucrări de geografie aparţin lui **Dimitrie Cantemir** (1673 – 1723), istoric, geograf, cartograf, etnograf, filozof, cu preocupări de fizică şi matematică. Dimitrie Cantemir reprezintă primul cărturar de formaţie enciclopedică din cultura românească. El a fost un adevărat precursor al geografiei ştiinţifice moderne româneşti. Momentul cel mai important al creaţiei sale geografice l-a marcat lucrarea *Descriptio Moldaviae* scrisă la îndemnul şi cererii Academiei din Berlin, al cărei membru era. Lucrarea a fost tradusă în limba germană la Hamburg în 1769-1770 şi 1771, în limba rusă în 1789 şi în limba română în 1825. Publicarea în limba română s-a făcut la Mănăstirea Neamţ de către banul Vasile Vârnav. Opera este superioară lucrărilor de geografie din acea vreme şi poate fi socotită o monografie geografică, istorică, economică, etnografică şi sociologică. La lucrare a fost anexată o hartă a Moldovei, tipărită la Haga, în anul 1737. Originalul hărţii a fost descoperit de G. Vâlsan la Biblioteca naţională din Paris.

După anul 1800, se cuvine a menţiona câteva lucrări geografice importante: *Istoria Ţării Româneşti,* lucrare redactată în limba greacă şi publicată la Viena în 1806, fără a se cunoaşte autorul. Tot în limba greacă a fost publicată în 1816, la Leipzig, lucrarea *Geografia României*, întocmită de **Dimitrie Daniil Philippide**. În această lucrare se foloseşte pentru prima dată numele de România. Prezintă o descriere unitară a pământului românesc, atât sub aspect fizico-geografic cât şi economic şi politic.

Un moment important pentru stimularea gândirii geografice româneşti l-a constituit înfiinţarea în anul 1875, cu sprijinul Academiei Române (întemeiată în 1866) a **Societăţii geografice româneşti**, una dintre primele societăţi geografice din lume, care va influenţa hotărâtor dezvoltarea geografiei ştiinţifice moderne româneşti. Din lipsa unor cadre de geografi, un rol important în activitatea de început a Societăţii a revenit istoricilor şi geologilor.

Acest organism ştiinţific avea să polarizeze preocupările cunoaşterii geografice a României, de racordare a concepţiilor româneşti la ideile moderne apărute în şcolile prestigioase din lume, de lărgire a orizontului de informare asupra lumii întregi şi de popularizare a cunoştinţelor geografice prin intermediul publicaţiilor sale, între care rolul important l-a avut **Buletinul Societăţii Române Regale de Geografie**.

Activitatea Societăţii române de geografie este ilustrată de publicarea celor 32 dicţionare geografice ale judeţelor României (1882-1896), încununată de realizarea monumentalei lucrări în cinci volume *Marele Dicţionar Geografic al României* (1898-1902).

În anul 1883 a apărut primul manual de geografie fizică, alcătuit pe baze ştiinţifice care acoperea teritoriul României, avându-l ca autor pe geologul ieşean **Grigore Cobălcescu**, manual intitulat *Geografia fizică a Daciei moderne*.

2.2. Geografia modernă în România. Şcoala geografică românească

Începutul secolului al XX-lea marchează „naşterea" geografiei moderne româneşti. Istoria acesteia se leagă de activitatea personalităţii lui **Simion Mehedinţi** (1868-1962). După terminarea studiilor în domeniul istoriei, filozofiei şi filologiei la Universitatea din Bucureşti, devine în anul 1893 primul bursier al Societăţii geografice române în străinătate.

BCU IASI - BIBLIOTECA UNIVERSITARA

După un an de studii la Paris, la Şcoala de geografie umană condusă de Paul Vidal de la Blache, S. Mehedinţi continuă studiile la Universităţile din Berlin şi Leipzig unde îi are ca profesori pe F. Richthofen şi Fr. Ratzel. La Leipzig susţine, în anul 1899, teza de doctorat cu tema *Die Kartographische Induction*. La întoarcerea în ţară în anul 1900, devine primul profesor de geografie la Universitatea din Bucureşti.

Lecţia de deschidere întitulată „Obiectul geografiei" s-a bucurat de o audienţă deosebită, participând şi fostul său profesor, Titu Maiorescu. Atât în această lecţie cât şi din lucrarea sa capitală, *Terra – Introducere în geografie ca ştiinţă* (apărută în două volume în anul 1931), S. Mehedinţi dezvoltă concepţia sa asupra obiectului geografiei.

Om de vastă cultură, S. Mehedinţi a edificat o concepţie proprie asupra geografiei, trecând prin filtrul propriei judecăţi ideile înaintaşilor Al. Von Humboldt, Richthofen, Ratzel ş.a. Din nefericire, concepţiile şi opera sa, superioare ca nivel ştiinţific faţă de operele dascălilor săi europeni, n-au fost cunoscute în străinătate, ele nefiind traduse într-o limbă de circulaţie internaţională. Prin sistemul său de gândire geografică, a devansat nivelul epocii, lăsând în urma sa o operă care din punct de vedere metodologic este valabilă şi astăzi, putând fi alăturată celor mai reprezentative realizări ale geografiei umane. Conceptele sale teoretice şi metodologice au meritul de a fi creat suportul ştiinţific pentru constituirea unei şcoli geografice româneşti moderne pentru care s-au format geografi de mare prestigiu precum George Valsan (1885-1935), Constantin Brătescu (1882-1945), Vintilă Mihăilescu (1890-1978), Al. Dumitrescu Aldem (1880-1919) ş.a. Ca recunoaştere a activităţii sale, S. Mehedinţi este primul geograf ales în Academia Română – membru corespondent în 1905, iar membru titular în 1915.

George Vâlsan (1885-1935) a fost elevul lui Simion Mehedinţi. După terminarea studiilor universitare în anul 1908, el a plecat la Berlin, unde l-a avut ca profesor pe Al. Penck, apoi la Paris, unde, sub conducerea lui Emm. de Martonne, va elabora teza de doctorat *Câmpia Română*, pe care a susţinut-o în 1915 în ţară, fiind prima teză de doctorat în geografie la Universitatea din Bucureşti. Dacă, de la S. Mehedinţi, Vâlsan a preluat preocupările pentru problemele teoretice ale geografiei, de la Emm. de Martonne a deprins pasiunea pentru cercetarea terenului. Concepţia geografică a lui Vâlsan a fost expusă într-o serie de studii între care *Sensul geografiei moderne* (1930), *Elementul spaţial în descrierea geografică* (1931). În anul 1919 este ales membru corespondent al Academiei Române, iar în 1920 membru titular.

Constantin Brătescu (1882-1945), absolvent al Universităţii din Bucureşti şi fost elev a lui Simion Mehedinţi,în anul 1910 a fost trimis la specializare în Germania, unde va audia timp de doi ani cursuri de etnografie şi antropologie la Universitatea din Leipzig şi apoi cursuri de geomorfologie la Berlin, unde l-a avut ca profesor pe Al. Penck. Teza de doctorat începută încă de la Berlin, cu titlul *Delta Dunării – Geneza şi evoluţia ei morfologică şi cronologică* va fi susţinută în ţară în anul 1920. Pe lângă lucrările geomorfologice, C. Brătescu s-a preocupat şi de probleme de geografie istorică şi umană consacrate mai ales Dobrogei. În anul 1919, C. Brătescu a fost ales membru corespondent al Academiei Române.

Vintilă Mihăilescu (1890-1978), s-a preocupat îndeaproape de problemele teoriei şi practicii geografice. Gândirea sa geografică s-a conturat sub influenţa conjugată a concepţiilor lui S. Mehedinţi şi a şcolii franceze a lui Paul Vidal de la Blache. Prima sa lucrare în domeniul teoriei geografice *Consideraţii asupra geografiei ca ştiinţă* a apărut în 1945. În anul 1968 apare o lucrare mai amplă *Geografie teoretică*. A fost un adevărat deschizător de drumuri, abordând aproape toate direcţiile geografice. În anul 1944 a iniţiat înfiinţarea Institutului de Cercetări Geografice. În 1968 este desemnat preşedinte al Societăţii de Ştiinţe geografice din România. În

anul 1939 a fost ales membru corespondent al Academiei Române, iar în 1974 devine membru titular.

Al Dimitrescu Aldem (1880-1919) a făcut studii în țară apoi în Germania la Universitatea din Göttingen și Berlin unde a avut posibilitatea să lucreze direct cu W.M. Davis. A susținut în 1910 teza de doctorat cu tema *Die untere Donau zwischen Turnu Severin und Brăila (Geomorphologische Betrachtungen)*. Moartea timpurie nu i-a permis realizarea deplină ca geograf.

Mihai David (1886-1954), format la Universitatea din Iași, Secția de Științe Naturale. Este fondatorul catedrei de Geografie de la Universitatea din Iași. A pus bazele unei originale școli de geomorfologie la această universitate.

Ioan Simionescu (1873-1944), geolog cu importante preocupări de geografie la Universitatea ieșeană. Ne-a lăsat nenumărate studii geografice, publicate în volumul *Țara noastră*. La stăruința sa, în 1904, s-a înființat Catedra de geografie de la această universitate.

În evoluția geografiei moderne în România, pot fi evidențiate trei etape importante:

Etapa 1900-1919 coincide cu punerea bazelor geografiei moderne începută la Universitatea din București (1900) și continuată în celelalte centre universitare: Iași 1904, Cluj 1919. Desăvârșirea Statului național unitar român în 1918 a determinat o creștere a interesului public pentru cunoașterea geografică a pământului și poporului român. Un rol important a revenit catedrelor de geografie din învățământul superior care au concentrat în cele trei universități, București, Iași și Cluj, pe cei mai valoroși geografi.

În această perioadă apar primii geografi români instruiți în România chiar de școala lui S.Mehedinți și specializați la universități din Germania și Franța. Tot acum își începe activitatea de cercetare în țara noastră, ilustrul geograf francez **Emm.de Martonne** (1873-1955). Acesta avea să facă o adevărată muncă de pionierat privind cercetarea reliefului României.

Dacă S. Mehedinți a stimulat gândirea și elaborarea geografică ca un fin teoretician, Emm de Martonne a elaborat efectiv 60 lucrări științifice consacrate României din care se remarcă cele două teze de doctorat *La Valachie* (1902) și *Evolution morphologique des Alpes de Transylvanie* (1907). De Martonne s-a bucurat de o deosebită apreciere, a sprijinit învățământul românesc și a contribuit efectiv, ca un bun cunoscător al românismului, la întocmirea documentației pentru trasarea frontierelor României după Primul Război Mondial, la Conferința de pace de la Paris.

În afara contribuției lui De Martonne, o serie de geologi (Mrazec,1900; Sevastos,1903; Munteanu-Murgoci, 1907, 1912) apoi tinerii geografi: Al. Dimitrescu-Alden (1910), Brătescu (1912), Vâlsan (1916), abordează cercetarea reliefului în relație cu alcătuirea și evoluția geologică. Se cuvine să remarcăm pentru această perioadă și activitatea de cercetare desfășurată pe teritoriul României și de alți geografi străini: Sawicki (1912).

Etapa 1919-1950. În această etapă, preocupările de geografie fizică continuă să fie axate pe cunoașterea geomorfologică a teritoriului, dar încep să se afirme și celelalte ramuri geografice. Stimulați de cercetările lui Emm. de Martonne, tot mai mulți geografi încep să aprofundeze studiul reliefului. Capătă interes cercetările de geomorfologie regională. În mod concret se desprind trei preocupări:

– **descifrarea suprafețelor de nivelare și a proceselor de modelare ciclică**. Aceste cercetări s-au intensificat cu prilejul excursiilor interuniversitare organizate de catedra de geografie a Universității clujene și îndrumate științific de către Emm. de Martonne. Ele vor influența cercetările în diverse zone ale țării, inclusiv zona intercarpatică. M. David (1923); V. Mihăilescu, 1929; A. Nordon, 1930, 1933; N. Orghidan, 1936; R. Ficheaux, 1928, 1937 ș.a.

BCU „M. EMINESCU" IAȘI
GEOLOGIE-GEOGRAFIE

Totodată, ideea modelării în concepția davisiană stimulează și cercetarea văilor și a teraselor, apărând și unele sinteze datorate lui: Vâlsan, 1935; N. Popp, 1938; V. Mihăilescu, 1939. La acestea s-au adăugat și probleme legate de procesele de albie și captările fluviale (V. Tufescu, 1940; D. Burileanu, 1941) apoi procesele de versant, îndeosebi deplasările în masă (V. Mihăilescu, 1936, 1939, 1941).

– **Relieful glaciar** a constituit a doua preocupare importantă a geomorfologilor, dar la care s-au alăturat și unii geologi. Studiile asupra acestui tip de relief au vizat atât Carpații Meridionali, cât și în cei Orientali, fiind efectuate de Th Krautner, 1929; H. Wachner, 1940 (în Bucegi), Pawloski,1936, T. Morariu, 1940 (în M. Rodnei), L. Someșan, 1933 (în Călimani).

– **Cercetările de geomorfologie regională** – au abordat diverse regiuni, unele materializate în teze de doctorat. Între acestea consemnăm: Vlăsia și Mostiștea (V. Mihăilescu, 1925); Dobrogea (C. Brătescu, 1928); Bazinul Dârmănești (N. Lupu, 1933); Depresiunea Jijiei (I. Rick, 1932, 1933); Vrancea (N.Al. Rădulescu, 1937); Munții Rodnei (T. Morariu. 1937); Dealul Mare-Hârlău (V. Tufescu, 1937); Câmpia Tisei (L. Someșan, 1947 ; Șt. Manciulea, 1938). Rezultatul acumulării informațiilor regionale a permis și realizarea primei sinteze asupra cadrului natural al întregii țări, *România – Geografie fizică* (V. Mihăilescu, 1936).

În domeniul **biogeografiei** studiile s-au orientat spre stabilirea ariei de răspândire a unor specii, cu reflectarea condițiilor de mediu. (V. Mihăilescu, 1929); I. Conea, 1931, 1935; V. Tufescu, 1935; R. Călinescu, 1932). De remarcat este și faptul că în acest domeniu a fost foarte activă și participarea unor biologi (P. Enculescu, 1924, 1929; Al. Borza, 1928, 1931) ș.a.

În ceea ce privește **climatologia și hidrologia,** Buletinul Societății geografice române a publicat mai multe lucrări ale unor specialiști din afara geografiei (I. Vidrașcu, 1916; D. Leonida, 1923), dar și a unor geografi (V. Tufescu, 1935; I. Gugiuman, 1944) ș.a.

Etapa de după 1950 – actual reprezintă activitatea cea mai fervență a creației geografice românești. În această etapă are loc reorganizarea din 1958, a Institutului de Geografie, la care sunt asociate și filialele din centrele Cluj și Iași.

Sub îndrumarea institutului, dar și cu participarea geografilor din centrele universitare, au fost elaborate o serie de studii de anvergură: *Monografia geografică a României* (1960), *Geografia Văii Dunării românești* (1969), *Județele patriei* (39 vol., 1970-1980), *Atlasul României* (1972-1979), *Geografia României* (1983, vol. I Geografia fizică); *Carpații și Depresiunea Transilvaniei* (vol. III, 1978); *Regiunile pericarpatice: Dealurile și Câmpia Banatului și Crișanei, Podișul Mehedinți, Subcarpații, Piemontul Getic, Podișul Moldovei*, vol. IV, 1992. Printre cei care s-au remarcat în coordonarea acestor lucrări menționăm pe V. Mihăilescu, T. Morariu, V. Tufescu, P. Gâștescu, Gh. Niculescu, L. Badea, Valeria Velcea, V. Băcăuanu, I. Donisă.

Caracteristica acestei perioade este aceea că s-au diversificat considerabil preocupările de cunoaștere a reliefului prin **cercetări și cartări de detaliu** și prin **folosirea unor metode de analiză cantitativă** (Bălteanu, 1983; Rădoane și colab., 1995; Bojoi și colab., 1998) ceea ce a dus la exprimarea unor puncte de vedere inedite asupra evoluției formelor și particularitățile proceselor actuale.

S-au reluat pe baze noi cercetările asupra suprafețelor de nivelare, din regiunile montane și extramontane, în concordanță cu dinamica internă a scoarței, ajungându-se la explicarea **formării și evoluției piemonturilor, pedimentelor și glacisurilor** (V. Mihăilescu, 1957; P. Coteț, 1956, 1969; Gr. Posea, Valeria Velcea, 1964; D. Paraschiv, 1965; Gr. Posea, N. Popescu, 1973; Gh. Pop, 1970).

BCU CLUJ / "LUCIAN BLAGA" UNIVERSITY LIBRARY

O preocupare importantă a fost pentru cunoaşterea reliefului fluvial şi a modelării în Cuaternar (L. Badea, 1961; I. Donisă, 1961, 1968; H. Grumăzescu, 1961, 1973; Gh. Niculescu, 1963, 1965; Ichim şi colab., 1989) ş.a. S-au făcut şi primele încercări de precizare a modelării reliefului în zone înalte, în condiţiile climatului periglaciar. (Valeria Micalevich, 1959, Gh. Niculescu, E. Nedelcu şi Silvia Iancu, 1960; I. Sârcu, 1963, 1975, P. Coteţ, 1966, I. Ichim, 1971, P. Urdea, 2000 ş.a.).

O atenţie specială s-a acordat **proceselor geomorfologice actuale**, în multe cazuri elaborându-se şi măsuri de combatere a degradării terenurilor (V. Mihăilescu, 1974, C. Martiniuc, 1954, V. Tufescu, 1966, V. Băcăuanu, 1968, I. Hârjoabă, 1968, D. Bălteanu, 1974, 1976, 1983, Gr. Posea, M. Ielenicz, 1976, N. Josan, 1979; Surdeanu, 1998; Rădoane şi colab., 1998,1999). Primele lucrări de geomorfologie experimentală bazate pe măsurători în teren, în perimetre alese, s-au realizat în Staţiunile de la Pângăraţi, Pătârlagele, Perieni, Orşova.

Proceselor morfohidrografice şi de evoluţie a ţărmurilor (I.Gh. Petrescu, 1964, D. Băluţă, 1964, L. Badea, 1967, A.C. Banu, 1965, P. Gâştescu, 1979, Diana Roşca, 1971, Ichim şi colab., 1979, Ichim şi colab., 1998, Maria Rădoane şi colab., 1992 a, 1992 b. **Relieful de eroziune diferenţială** din zonele vulcanice (P. Coteţ, 1960; Tr. Naum, E. Butnaru, 1967; W. Schreiber, 1975); relieful structural (Floare Grecu, 1992; I.A. Irimuş, 1998).

Procesele de carstificare endo şi exocarstice (M. Bleahu, 1958, 1972; V. Sencu, 1968, 1977; I. Bojoi, 1970; I.D. Ilie, 1970, 1978; T. Rusu, 1978, Cocean, 2000).

Desigur, la tabloul cunoaşterii activităţii de cercetare a reliefului trebuie menţionate şi monografiile şi sintezele regionale, mare parte constituindu-se ca teze de doctorat elaborate după anul 1960. Numărul mare al acestor lucrări nu a permis redarea în acest text, titlurile lor regăsindu-se la bibliografie.

În **climatologie,** concepţia corelativ-geografică s-a impus prin modul de organizare a reţelei de staţii meteorologice şi efectuare a observaţiilor, prin interpretarea datelor meteorologice (*Clima R.P.R.* vol. I şi II, 1960, 1962) şi prin cartografierea fenomenelor respective (*Atlasul climatologic al R.S. România*, 1966). Au apărut şi primele lucrări regionale bazate de înregistrările existente (Stoenescu, 1951, *Clima Bucegilor*; 1958. *Clima Dobrogei*). Totodată în acest domeniu s-a concretizat o nouă direcţie de cercetare, **topoclimatologia**, acordându-se atenţie hărţilor topoclimatice (Gh. Neamu, Elena Teodoreanu, Elena Mihai, 1970, F. Mihăilescu, 1975).

O serie de geografi-climatologi au avut în vedere studii climatice şi topoclimatice regionale: *Depresiunea Braşov. Studiu climatic* (Elena Mihai, 1975); *Oraşul Iaşi* (Elena Erhan, 1979); *Potenţialul climatic al Bărăganului* (Octavia Bogdan, 1980), *Culoarul Bran Rucăr. Studiu climatic şi topoclimatic* (Elena Teodoreanu, 1980), *Influenţa reliefului asupra principalelor caracteristici ale climei României* (N. Bâzâc, 1983); *Rolul lanţului alpino-carpatic în evoluţia ciclonilor mediteranieni* (Ecaterina Bordei-Ion, 1983); – *Fenomene meteoclimatice induse de configuraţia Carpaţilor în Câmpia Română* (N. Bordei-Ion, 1988); *Climatologie aplicată şi poluarea mediului* (I.F. Mihăilescu, M. Apăvăloae, L. Apostol, I. Pârvulescu).

În **studiul apelor** s-a conturat concepţia de **hidrogeografie** (P. Gâştescu, 1970, 1976); s-au abordat şi relaţiile dintre elementele morfometrice ale albiilor de râuri şi cele ale bazinelor hidrografice (I. Zăvoianu, 1978; Sorocovschi, 1994), evoluţia şi caracterele apelor curgătoare cu sinteze la nivel de ţară (I. Ujvari, 1959, 1972), *Râurile României* (1971). Totodată, în această perioadă s-au elaborat mai multe monografii hidrologice, ale Dunării, Mării Negre, zonei de vărsare a Dunării, întocmite de specialişti între care mulţi geografi din I.N.M.H. Bucureşti.

BCU CLUJ / UNIVERSITY LIBRARY

Limnologia fizică s-a afirmat atât prin sinteze la nivelul întregii țări (P. Gâștescu, 1963, 1971; I. Pișota și V. Trufaș, 1971), cât și prin studii regionale (I. Pișota, 1971; P. Gâștescu, 1959; P. Gâștescu, Ariadna Breier, 1976; I. Buta, Al. Săndulache, 1961; V. Trufaș, 1961; Maria Schram, 1968, Tatiana Nicolae, 1969; Al. Săndulache, 1970, Ariadna Breier, 1976) etc.

În **biogeografie** s-au întreprins cercetări privind răspândirea areal-geografică a florei și faunei urmărindu-se repartiția unor elemente submediteraneene (R. Călinescu, 1956; Alexandra Bunescu, 1959, 1961); analiza faunei ihtiologice (P. Bănărescu, 1957), endemisme din flora și fauna terestră. S-au elaborat regionări fitogeografice (R. Călinescu, 1967) și regionarea fitogeografică a României (Anghel și colab. 1971, N. Boșcaiu, 1971; Doniță și colab. 1960; 1977; Doina Ivan, 1979). În domeniul **pedogeografic** s-au elaborat o serie de sinteze asupra solurilor întregii țări (C. Chiriță și colab., 1967; N. Florea și colab., 1968; C. Chiriță, 1974; C. Chițu, 1975; N. Florea, 1982; N. Florea, I. Munteanu, 2000) dar și monografii regionale: Gh. Lupașcu, 1996; Gh. Ianoș). S-a efectuat tipizarea solurilor după noul model (N. Florea, I. Munteanu, 2000).

Geografia mediului. Situată prin implicațiile sale, asupra existenței și activității întregii umanități – în atenția celor mai largi cercuri ale științei și opiniei publice, noțiunea de mediu geografic și-a recăpătat în geografia românească locul central. Au devenit de acută actualitate aspecte precum sunt: cele de dinamica mediului, funcționalitatea sa (limitele de toleranță, echilibre, dezechilibre), raportul resurse naturale și umane (V. Mihăilescu, 1974). Este unanim acceptată structura sistemică a mediului cu toate consecințele sale funcționale și implicațiile practice (E. Vespremeanu, 1976; Al. Roșu, Irina Ungureanu, 1977; I. Donisă, 1977, 1980). S-au formulat și sarcinile geografiei privind potențialul mediului (Gr. Posea, 1973; V. Mihăilescu, 1973, 1977) și a rolului geografilor în organizarea teritoriului și sistematizare (C. Martiniuc, V. Băcăuanu, 1963; V. Tufescu, 1971, N. Rădulescu, 1972). Un aspect important care a devenit și o preocupare pentru geografi este cea care privește antropizarea mediului și degradarea acestuia prin toate formele de poluare.

Cartografia fizico-geografică. La baza acestui domeniu a stat pregătirea cartografică asigurată în universități. În acest sens au apărut o serie de cursuri și lucrări (P. Coteț, 1954, A. Năstase, 1963; Gh. Niculescu, 1966; Al. Săndulache, V. Sficlea, 1970; Valeria Velcea, 1976; Irina Ungureanu, 1978; M. Grigore, 1979; I. Donisă, M. Grigore, I. Tövisi, 1980) ș.a. O importanță deosebită în promovarea unor cercetări de geografie, îndeosebi cercetări staționare și experimentale, l-au avut și unele stațiuni precum: Stațiunea cu profil complex biologic, geografic și geologic „Stejarul" de la Pângărați (mutată apoi la Piatra Neamț) unde s-au abordat cercetări din domeniile: geomorfologie, climatologie, hidrologie, pedologie, apoi Stațiunea geografică de la Orșova – cu scop didactic și de cercetare și Stațiunea Centrală pentru Cercetarea și Combaterea Eroziunii Solului de la Perieni, Bârlad. Aceasta din urmă a adus contribuții importante la cunoașterea proceselor de eroziune și degradarea terenurilor din zonele agricole.

Ca o sinteză a studiilor din domeniile geografiei fizice, în această perioadă au fost publicate lucrări de sinteză pentru întreg teritoriul României între care: *Geografia fizică a R.S. România* (I. Sârcu, 1971); *Geografia fizică a României* (Al. Roșu, 1973, 1980); *România. Natură, om, economie* (V. Tufescu, 1974; Geografia României, volumele I, III, IV). Tot acum a apărut și o serie de lucrări teoretice și metodologice privind geografia, în general, (V. Mihăilescu, I. Donisă).

În prezent, geografia fizică cunoaște un nou progres. După anul 1990, în țară au apărut noi centre universitare unde geografia a devenit obiect de studiu, familia geografilor s-a mărit și, evident, cu aceasta, a crescut și puterea de cercetare geografică. Dintre noile secții de geografie

remarcăm pe cele de la: Constanța, Craiova, Oradea, Suceava, Timișoara și Târgoviște, la care se adaugă secțiile din învățământul particular (București, Sibiu). Ca și în alte domenii, cercetările din geografia fizică încearcă o abordare nouă, sistematică, bazată pe cuantificarea fenomenelor și prelucrarea statistico-matematică a informației. În acest fel, geografia se apropie tot mai mult de necesitățile practicii și va contribui la elaborarea unor prognoze de evoluție a fenomenelor fizico-geografice.

2.3. Publicațiile și periodicele geografice românești.

În **perioada dinaintea anului 1918**, singura publicație era *Buletinul Societății Române Regale de Geografie*, cea mai veche publicație geografică din România. După înființarea Institutului de Geografie a Universității din Cluj, au apărut într-un număr de șapte volume *Lucrările Institutului de Geografie al Universității din Cluj* (1922-1942) sub girul lui G. Vâlsan și Emm. de Martonne. În aceeași perioadă, la Universitatea din Iași s-au publicat *Lucrările Societății „Dimitrie Cantemir"* (1937-1943), sub conducerea lui M. David. Această publicație și-a reluat activitatea într-o formă nouă, începând cu anul 1983. La Universitatea din București, începând cu perioada 1938-1943, a fost publicată *Revista Geografică Română*, care și-a reluat activitatea în 2000. În perioada interbelică au fost publicate mai multe reviste: *Revista de Știință și Cultură pentru Natură*, *Analele Dobrogei* (înființată și condusă de C. Brătescu), *Țara Bârsei*, *Milcovia*, *Revista Științifică „V. Adamachi"* de la Iași, unde au colaborat și geografi.

Perioada postbelică marchează o adevărată explozie de publicații geografice. În perioada 1959-1969 au apărut nouă volume din revista *Comunicări de geografie*, devenite o continuare a Buletinului, iar din 1971, s-a reluat *Buletinul Societății de Științe Geografice din România* (serie nouă). Publicația Societății Române de Geografie cea mai larg difuzată este *Terra* (în perioada 1949-1960 ea a apărut lunar sub denumirea de *Natura*).

Prin înființarea Institutului de Cercetări Geografice, în Editura Academiei Române s-au publicat anual *Preobleme de geografie* din care au apărut 10 volume. Din anul 1964, ca o continuare a acesteia, a început să apară *Studii și Cercetări de geologie, geofizică și geografie* seria geografie, din 1993 devenită *Studii și Cercetări de Geografie* – revistă care apare și în prezent. Concomitent cu aceasta, din anul 1957, a apărut, sub titulatura Academiei Române, *Revue Roumaine de Géologie, Géophysique et Géographie, Série Géographie* care asigură schimbul cu reviste de peste hotare, transformată după 1993 în *Revue Roumaine de Géographie*.

Un rol important în valorificarea rezultatelor cercetărilor cadrelor didactice din centrele universitare îl au publicațiile periodice ale universităților: Analele Universității București, Analele Universității „Al.I. Cuza" Iași, Studia Universitatis „Babeș Bolyai" din Cluj-Napoca. Facultatea de Geografie a Universității clujene editează și revista *Geografia în contextul dezvoltării contemporane*, din care au apărut 2 numere. Fostele Institute pedagogice (Oradea, Bacău, Craiova, Suceava, Timișoara) au publicat în perioada 1967-1975 în volume distincte (2-5 volume) lucrări cu specific geografic. În prezent, prin înființarea în aceste centre universitare de secții de geografie, și-au reluat activitatea și publicațiile geografice, dar cu titluri noi.

Materiale de interes geografic au fost publicate și în revista *Lucrările Stațiunii de cercetări biologice, geologice și geografice „Stejarul"* din care au apărut nouă fascicole începând cu anul 1968 până în 1988. În perioada 1986-1992 (la doi ani) au apărut volumele *Proveniența și efluența aluviunilor* – 4 volume. Contribuții de interes geografic, scrise de geografi, apar și în publicațiile muzeelor din diferite județe.

BCU CLUJ UNIVERSITY LIBRARY

CAPITOLUL 3

RELIEFUL

3.1.Caracterizarea orografică şi morfometrică a reliefului

Hipsometric, relieful României se dispune pe o diferenţă de altitudine de 2544 m, între nivelul Mării Negre şi vârful Moldoveanu, iar altitudinea medie a teritoriului este de 420 m. Repartizat pe clase de altitudine se constată că: 38% din relief se situează sub 200 m; circa 40% este situat între 201-700m şi circa 22% depăşeşte 700 m din care 4% peste 1500 m (fig. 3.1).

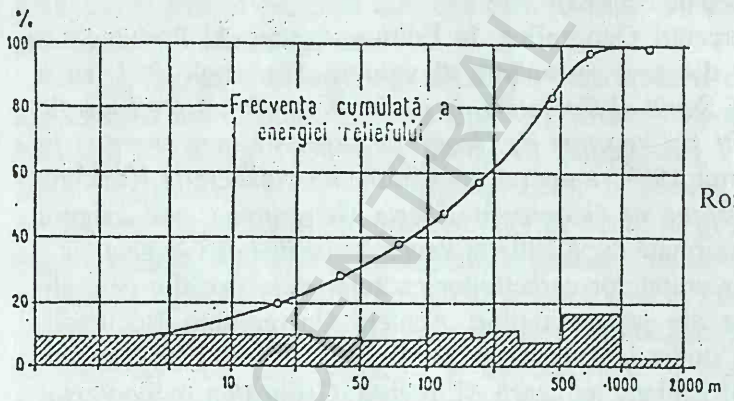


Fig. 3.1. Frecvenţa înălţimilor reliefului României.

Dacă avem în vedere faptul că în procentul de sub 700 m altitudine absolută se încadrează şi unele grupe de munţi (Munţii Dognecei, Munţii Locvei, Munţii Pădurea Craiului, Munţii Măcinului ş.a.) înseamnă că repartiţia procentuală pe treptele de relief (câmpii, dealuri, munţi) este echilibrat proporţională, aceasta constituind principala trăsătură a reliefului.

Integrala hipsometrică, exprimă existenţa unui relief fragmentat reprezentat de munţi, dealuri şi podişuri. Această caracteristică explică **manifestarea unui potenţial de denudaţie ridicat**, potenţial dependent şi de energia de relief a cărei valori maxime pot atinge 1000 m.

Repartiţia procentuală a **energiei de relief** la nivelul ţării (fig. 3.2) arată următoarele: circa 47% din suprafaţa teritoriului are o energie mai mică de 150 m; 20% prezintă o energie

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

între 150-300 m; 15% între 301-500 m; 16% între 501-1000 m şi circa 2% o energie ce depăşeşte 1000 m.

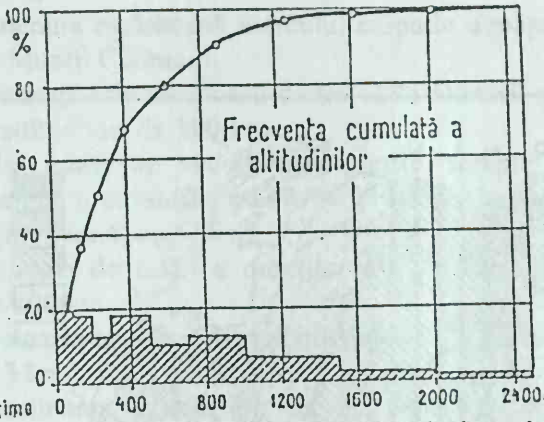


Fig. 3.2. Frecvenţa claselor de energie a reliefului României.

Densitatea fragmentării înregistrează valori mari şi chiar foarte mari în regiunea de munte unde se depăşesc 5 km/km^2 (Munţii Harghitei, Tarcăului, Stânişoarei), iar în câmpii scade la valori sub 0,4 km/km^2.

Toate aceste elemente de morfometrie exprimă o complexitate a reliefului ţării noastre, la aceasta adăugându-se şi **marea variaţie a formelor de relief pe un spaţiu relativ redus.**

Atrag atenţia câteva trăsături de ansamblu ale reliefului, definitorii pentru dinamica componentelor mediului natural şi pentru relaţia om-mediu:

– centralitatea Carpaţilor şi dispunerea unitar-concentrică a principalelor trepte de relief (munţi, dealuri, câmpii) ca expresie a concordanţei majore între structurile geologice, liniile orografice şi vârsta reliefului;

– proporţionalitatea celor trei trepte în ansamblul morfologic al reliefului României;

– simetria şi zonalitatea morfografică constantă nu numai la nivelul marilor unităţi de relief, ci şi în cadrul subunităţilor acestora;

– osatura întregului teritoriu o constituie Carpaţii, iar de aceştia a depins formarea şi evoluţia tuturor celorlalte unităţi de relief din jur:

– influenţa Carpaţilor se resimte asupra tuturor componentelor fizico-geografice, de aici concluzia că **România este ţară carpatică;**

– deoarece 98% din teritoriu aparţine bazinului Dunării constituie cea de a doua concluzie: **România este şi ţară dunăreană.**

Din analiza hărţii repartiţiei în altitudine a reliefului României (fig. 3.3) se pot identifica două curbe reper: curba de 700 m care individualizează în linii mari treapta muntoasă ca unitate de relief[1] (reprezentând circa 30% din teritoriu) şi curba de 200 m care detaşează, în general, regiunile de câmpie de cele deluroase (circa 38% din suprafaţa ţării)

Dispunerea concentrică a treptelor de relief este evidenţiată nu numai de către curbele de nivel, ci şi de profilele transversale care s-ar executa prin acest teritoriu, indiferent de direcţia aleasă. Chiar şi structura orografică exprimă dispunerea concentrică a reliefului. În centru se află inelul carpatic care închide în interiorul său Podişul Transilvaniei. La exterior urmează Subcarpaţii (de la Valea Moldovei până la Valea Motrului[2]), iar pe latura vestică Dealurile Banato-Crişene. Subcarpaţilor le urmează podişurile care trec treptat în câmpii colinare şi, periferic, câmpiile joase. O abatere de la această ordonare o face unitatea dintre Dunăre şi Marea

[1] În multe situaţii relieful muntos coboară sub 300 m altitudine absolută (Munţii Banatului, Munţii Apuseni)

[2] după Tufescu (1966) se extind şi la nord de Valea Moldovei

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Neagră. Dar, ținând seama că cea mai mare parte din Dobrogea are altitudinea și aspectul mai mult de câmpie decât de podiș. și această unitate se aliniază în mare măsură ordonării de ansamblu.

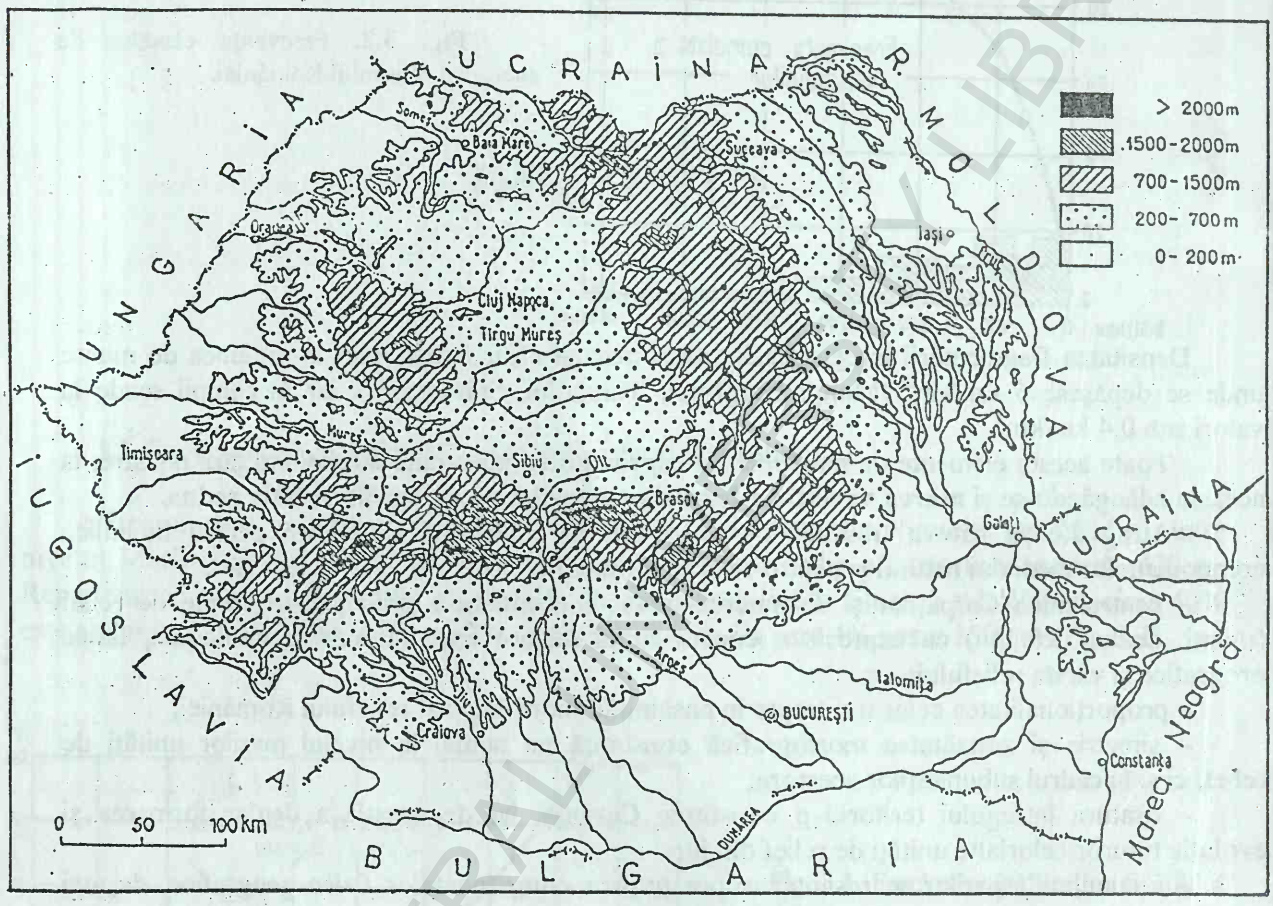


Fig.3.3. Repartiția în altitudine a reliefului României.

Proporționalitatea dispunerii treptelor de relief este completată și de **modul fragmentării radiare a centurii carpatice**, de existența depresiunilor, trecătorilor și pasurilor care au înlesnit menținerea unor legături permanente între regiunile din interiorul și cele din exteriorul Carpaților. Fragmentarea radiară a inelului carpatic este accentuată și prin aceea că la marile culoare depresionare (culoarul Bârgău-Dorna-Humor aria de lăsare Bretcu-Oituz, culoarul Bran-Rucăr, Defileul Oltului, culoarul Orăștie-Hațeg-Petroșani; culoarul Bistrei, Defileul Mureșului, culoarul Someșului), se adaugă dispunerea dominant radiară a marilor artere hidrografice.

Dacă pe ansamblu, relieful țării noastre poate fi apreciat ca armonios și unitar, analiza morfometrică a celor trei mari trepte de relief oferă o mare diversitate.

Carpații sunt considerați munți cu înălțime mijlocie și mică, atât prin altitudinea medie (în jur de 840 m), cât și prin faptul că 90% din suprafața lor se află sub 1500 m. Se remarcă, totuși, o mare varietate a înălțimilor în ansamblul arcului carpatic, ceea ce impune diferențieri morfologice mergând până la individualizarea unor unități. Astfel se observă că:

BCU MS CENTRAL LIBRARY

– 85% din zona muntoasă mai înaltă de 2000 m se află între Valea Prahovei şi culoarul Timiş-Cerna;

– ramura răsăriteană a arcului carpatic depăşeşte 2000 m doar în două masive, Munţii Rodnei şi Munţii Călimani;

– întreaga arie muntoasă dintre văile Dunării şi Someşului se află în proporţie de peste 95% sub altitudinea de 1000 m;

– din punct de vedere hipsometric, treapta munţilor se diferenţiază astfel: Carpaţii Meridionali cu o altitudine medie de 1136 m: Carpaţii Orientali cu 950 m: Munţii Banatului şi Apuseni (împreună) cu 654 m;

– energia de relief a munţilor este în medie, în jur de 600 m, dar valoarea maximă depăşeşte 1000 m;

– valoarea medie a densităţii fragmentării este de 0,64 km/km^2, dar cu areale unde se depăşesc 3 km/km^2;

– înclinarea versanţilor, în proporţie de 70%, variază între 10^0–30^0 şi se remarcă diferenţieri în raport cu alcătuirea litologică;

– comparativ cu alţi munţi din sistemul alpin, Carpaţii au masivitate redusă chiar dacă lăţimea lor ajunge să depăşească 100 km în partea nordică a Carpaţilor Orientali, numeroasele văi parţial transversale (Moldova, Bistriţa, Trotuş, Buzău, Prahova, Jiu, Crişuri) sau total transversale (Oltul, Mureşul, Crişul Repede) ca şi depresiunile şi culoarele depresionare le conferă o notă aparte de „munţi puternic fragmentaţi";

– fragmentarea Carpaţilor este în grupe şi masive, dintre care unele se impun ca noduri orografice şi de divergenţă a râurilor (Rodna, Retezat-Godeanu, Parâng, Gilău – Muntele Mare);

– culmile carpatice depăşesc în puţine cazuri, lungimi de 30 km (Munţii Rodnei, Munţii Făgăraşului, Munţii Lotrului-Şureanu) şi sunt în general rotunjite, iar pe alocuri trec în adevărate platouri structurale (Călimani, Ceahlău, Bucegi) sau vechi suprafeţe de nivelare (Ţarcu-Godeanu, Cindrel, Munţii Apuseni);

– numărul mare de depresiuni (peste 300, după N. Popescu, 1973), trecători şi pasuri, care ocupă circa 23% din suprafaţa totală a munţilor, asigură legături strânse între regiunile intra şi pericarpatice, conferă Carpaţilor un mare potenţial de locuire.

La exteriorul Carpaţilor urmează dealurile[3] şi podişurile care ocupă aproape 37% din suprafaţa ţării şi prezintă o altitudine medie de 345 m, dar aproximativ 60% din suprafaţă este cuprinsă între 200-500 m. Cele mai mari înălţimi ajung şi depăşesc 900 m, iar la periferie coboară sub 200 m.

Dealurile şi podişurile din interiorul Carpaţilor formează un ansamblu orografic cu o înclinare generală dinspre nord şi est către sud şi vest încât altitudinile scad de la 900-1000 m în Subcarpaţii Transilvaniei la 500 m în partea vestică şi înălţându-se la peste 800 m în Podişul Someşan. Contactul Subcarpaţilor Transilvaniei cu muntele se face printr-un şir de depresiuni, sau uneori prin culmi deluroase cu aspect piemontan. Zona centrală este caracterizată de domuri cu altitudini de 300-600 m.

Dealurile periferice includ relieful pericarpatic cu aspect deluros ce aparţin atât subcarpaţilor, cât şi podişurilor propriu-zise.

Subcarpaţii însoţesc arcul carpatic pe latura sa externă între Moldova şi Motru şi reprezintă o treaptă de relief mai coborâtă, uneori strâns lipită de Carpaţi, dar de cele mai multe ori separate de depresiuni longitudinale, cu întinse câmpuri de terase (depresiunile: Neamţului,

[3] au fost încadrate acestei trepte şi Subcarpaţii, care din punct de vedere al aspectului reliefului, nu prezintă deosebiri esenţiale.

BCU IAŞI CENTRU VECHI UNIVERSITY LIBRARY

Cracău-Bistrița, Tazlăului, Nișcovului, Horezului, Polovragi-Baia de Fier, Tg. Jiu). Altitudinea medie se menține în jur de 400 m, dar altitudinea maximă depășește 1000 m (Vf. Mățău – 1017 m).

Podișurile prezintă un relief mai coborât (altitudine maximă 692 m în Dl. Ciungilor) și se caracterizează printr-o fragmentare în culmi prelungi, chiar platouri, în parte structurale (Podișul Moldovei). văi largi cu versanți înclinați. Diferențierile morfometrice sunt foarte clare caracterizând subunitățile:

- *Podișul Sucevei* prezintă un relief mai înalt, peste 50% depășește 300 m. Bogata rețea de râuri carpatice a sculptat o serie de bazine depresionare joase (Rădăuți, Liteni, Baia) izolând între ele masive dominante (Dragomirna, Ciungi, Dealu Mare). Fragmentarea reliefului variază între 0,7-1 km/km^2, iar energia maximă cu valori cuprinse între 200-250 m.

- *Câmpia Moldovei* (Depresiunea Jijia-Bahlui) prezintă altitudini absolute ce scad sub 300 m, relief cu interfluvii rotunjite și văi largi. Fragmentarea reliefului 0,7-1 km/km^2, iar energia se menține în jur de 100-150 m.

- *Podișul Bârladului* cu relief mai înalt (altitudine maximă 564 m în Dealul Coloneşti). Înglobează Podișul Central cu forme structurale, nivele de eroziune și interfluvii largi; Colinele Tutovei și Dealurile Fălciului cu interfluvii înguste și prelungi. Fragmentarea medie a reliefului 0,7-0,9 km/km^2, energia maximă a reliefului 250-350 m în Podișul Central Moldovenesc și 150-250 m în Colinele Tutovei.

- *Podișul Getic* prezintă o înclinare generală nord-sud, cu altitudini ale reliefului ce scad de la 600 m în vecinătatea Subcarpaților, la sub 200 m, la marginea sudică.

- *Dealurile vestice* se desfășoară pe rama vestică a Carpaților sub formă de culmi ca o prelungire a pintenilor de munte, pătrunzând adânc în interiorul muntelui. Altitudinea medie a reliefului este de 330 m, iar energia maximă nu depășește 200 m.

- *Podișul Dobrogei* – aparține treptei dealurilor și podișurilor, dar cu o notă aparte datorită prezenței Munților Măcinului. De aceea, se impune diferențierea lui în unități distincte: a) *Munții Măcinului* au altitudinea maximă de 467 m și cea medie de 140 m, iar relieful mai înalt de 200 m reprezintă abia 14% din întreaga suprafață; b)*Podișul Dobrogei de sud*, deși cuprins în treapta dealurilor prezintă trăsăturile unei câmpii; altitudinea maximă de 200 m, altitudinea medie 84 m, fragmentarea redusă și energia de relief între 50-100 m.

Câmpiile reprezintă relieful cel mai coborât de la exteriorul Carpaților (Câmpia Română, Câmpia Banato-Crișană). Dispunerea acestora se face de la câmpii piemontane și în trepte spre cele tabulare și joase. Între acestea se constată o dispunere gradată a valorilor hipsometrice. Sunt caracteristice trecerile de la câmpiile piemontane spre câmpiile de divagare (regiunile dintre Putna și Buzău, dintre Teleajen și Dâmbovița sau dintre Crișul Alb și Barcău) unde de la altitudini de 250-300 m (în zona piemontană) se ajunge la câteva zeci de metri și chiar mai puțin, cum este cazul Câmpiei Siretului inferior. Elementele morfometrice: altitudine, energie reflectă aceeași coborâre de ansamblu. Altitudinile cele mai coborâte se întâlnesc în Bălțile și Delta Dunării, unde, de altfel, este cel mai tânăr relief.

BCU IAȘI / BIBLIOTECA UNIVERSITARĂ / LIBRARY

3.2. Evoluția paleogeografică a reliefului

3.2.1. *Cadrul geostructural*

Deşi de dată recentă, tectonica globală şi-a găsit aplicații şi pentru explicarea evoluției actualului cadru structural al teritoriului României. Nu se ştie, însă, dacă întreaga evoluție a Pământului a fost de acest tip, sau plăcile au apărut într-o anumită etapă (Ionesi, 1994). Existența arcurilor vulcanice, precum şi prezența mai multor suturi ofiolotice i-au incitat pe geologi să aplice principiile tectonicii plăcilor la descifrarea evoluției teritoriului. Până în prezent s-au conturat cel puțin trei ipoteze fundamental diferite. Nu este cazul să fie analizate toate, reținem doar faptul că redarea evenimentelor s-a făcut în concepția prezentată de Săndulescu (1984).

În evoluția alpină a Carpaților, autorul citat distinge două mari perioade: prima în care se remarcă eforturile de *distensiune* (dislocație) şi a doua în care predomină cele de *compresiune*. În ambele cazuri poate fi vorba de paroxisme, ultimele corespunzând momentelor de tectogeneză.

În anumite privințe, elementele prealpine au influențat configurația şi trăsăturile specifice ale unor zone majore alpine sau evoluția lor geodinamică. De aceea, începutul evoluției alpine poate fi considerat încă din timpul dezvoltării molaselor hercinice. La scară mare, ciclul hercinic din aria carpato-balcanică s-a individualizat prin *tectogeneza sudetă* de care sunt legate procese de metamorfism. Molasele care au urmat arată o eroziune foarte activă ce a îndepărtat o mare parte a metamorfitelor.

Un aspect important privind cadrul inițial în care a început evoluția alpină, se referă şi la existența unor curburi prealpine, exemplu, în acest sens, constituindu-l elementele hercinice recunoscute în Dacidele marginale ce ocolesc Platforma Moesică (Valahă). Arcuirea lor a fost determinată de prezența unui bloc consolidat în actualul areal al Platformei Moesice.

Perioada de distensiune. Deschiderea Oceanului Tethys poate fi dedusă după vârsta celor mai vechi ofiolite cunoscute în actualele suturi. Pentru Carpați, deschiderea poate fi plasată în Triasicul mediu (Săndulescu, 1976, 1984) şi a început prin procese de rifting care au evoluat apoi în procese de distensiune. În acelaşi timp cu deschiderea oceanului tethysian au avut loc şi procese de rifting intracontinental, fie pe marginile continentale fie în interiorul plăcilor. În interiorul Plăcii est europene, în Triasicul mediu, a apărut riftul extracratonic nord-Dobrogean care, însă a avut o perioadă scurtă, închiderea sa producându-se în Jurasicul inferior.

Distensiunea tethysiană continuă în Jurasicul inferior şi mediu, de această dată fiind contemporană cu compresiunea scoarței Dacidelor externe (fig. 3.4). Există indicii că au existat două paroxisme de distensiune: primul în Triasicul mediu şi superior, iar cel de al doilea de la jumătatea Jurasicului mediu până la începutul Tithonicului. De aceste două perioade se leagă cele mai multe secvențe ofiolitice datate în catenele alpine mezozoice. Cel de al doilea paroxism de distensiune a încheiat deschiderea Oceanului Tethys, de această dată apărând şi complicații în unele sectoare (Transilvanide). În condiții de distensiune au putut apărea procese de subducție în interiorul domeniului oceanic. Complexele ofiolitice (scoarța oceanică) sunt acoperite nemijlocit de depozite calcaroase pelagice sau neritice, de jaspuri sau asociații de tip fliş ori serii pelitice marnoase şi argiloase. Acestea arată că morfologia şi adâncimea ariei oceanice erau variate şi variabile.

Perioadele de compresiune. Încetarea distensiunii tethysiene şi trecerea la regim de compresiune şi de închidere a domeniului oceanic, are drept cauză principală deschiderea

BCU IASI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

oceanului Atlantic. Ea a provocat mişcarea diferenţială a plăcii africane faţă de cea europeană şi apropierea acestora două în lungul ariei mobile tethysiene conducând la formarea lanţurilor cutate, corespunzătoare.

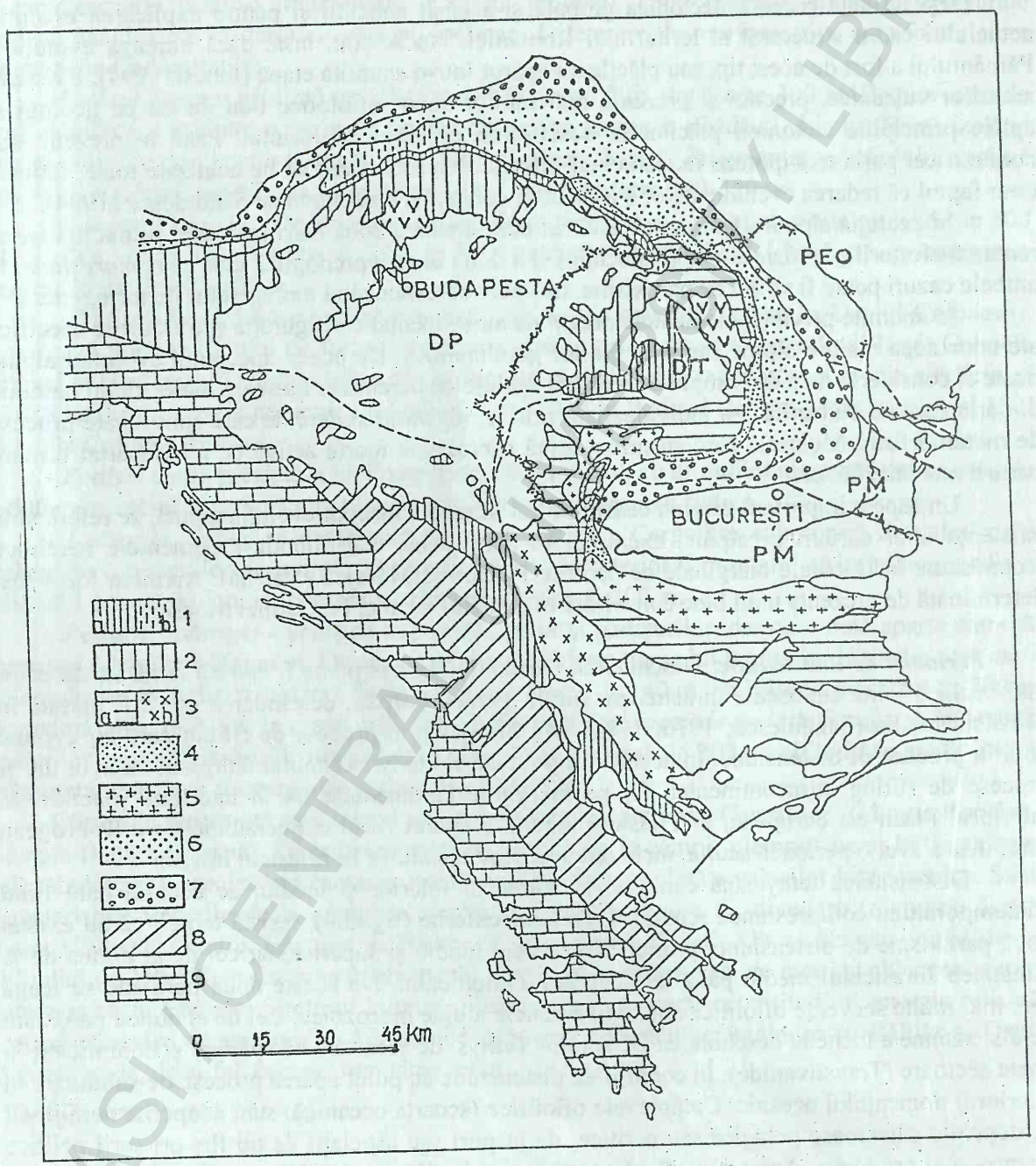


Fig. 3.4. Schiţa structurală a Europei centrale şi de sud-est (Săndulescu, 1984): 1, sutura majoră tethysiană (a-unităţi cu ofiolite; b-unităţi asociate-Măgura); 2, Dacide interne (Austroalpin); 3, Dacide mediane (a-masivul serbo-macedonian); 4, Dacide externe; 5, Dacide marginale; 6, Moldavide; 7, avantfosa carpatică ; 8, Dinarizii interni ; 9, Dinarizii externi.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Primele compresiuni care au condus la formarea de structuri sunt cele *cimerice vechi* (Triasic superior – Jurasic inferior), locul lor principal de manifestare fiind în Dobrogea de Nord. Evenimente similare apar şi în cuprinsul Dacidelor interne. Această tectogeneză jurasică pare să fie determinată de mişcarea spre est a blocului apulian (fig. 3.5).

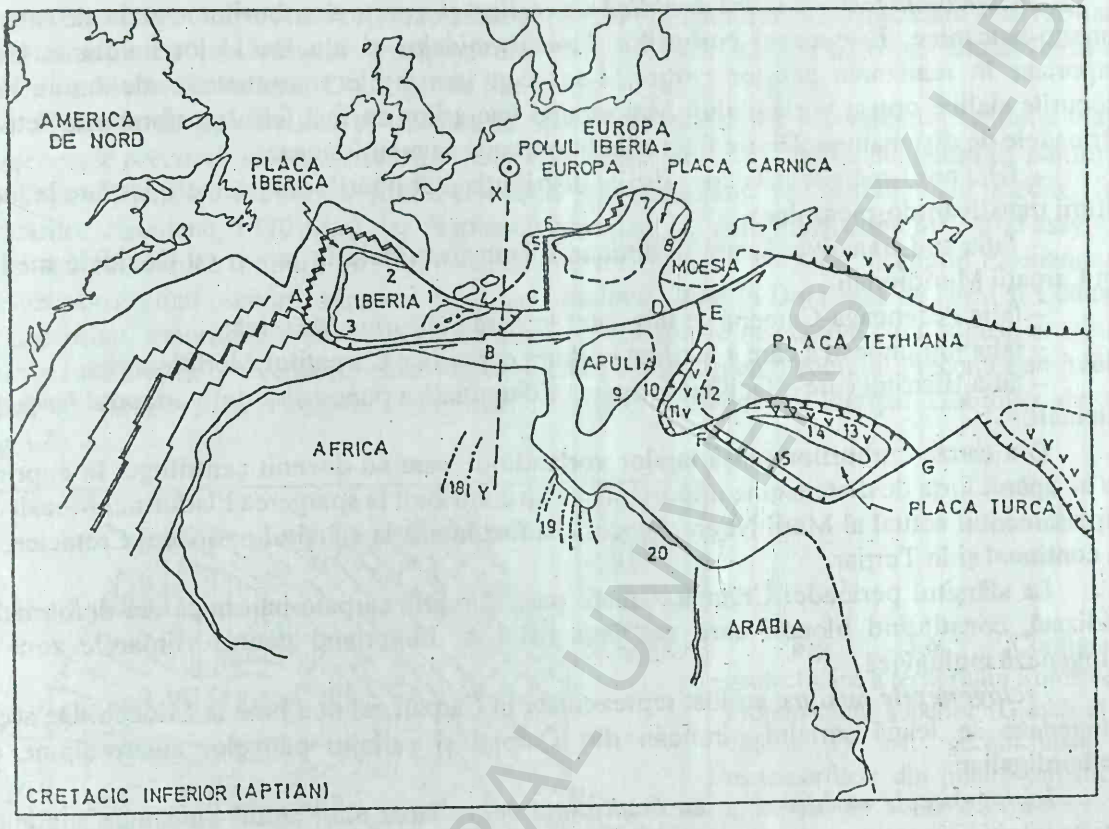


Fig. 3.5. Reconstituirea retrotectonică a plăcilor şi microplăcilor din zona tethysiană (Dewey et al., 1970, cit. de Săndulescu, 1984).

Tectogenezele mezocretacice s-au desfăşurat pe o perioadă de timp mai lungă şi constituie un interval tectogenic major ce a condus la formarea *pânzelor central est-carpatice* ce se întind din Barremian până în Albian (Faza austrică). Are loc obducţia pânzelor transilvane peste marginea continentală europeană.

Tectogenezele laramice sunt reprezentate în aria carpatică prin şariaje importante ce au implicat Dacidele mediane şi Dacidele externe. De asemenea, domeniul oceanic este deformat în Munţii Metaliferi.

Analiza făcută de Săndulescu asupra primei perioade de compresiune de la sfârşitul Jurasicului a dus la următoarele concluzii:

– în timpul perioadei dacidice s-au generat cele mai importante pânze de obducţie din spaţiul carpatic;

– tectogenezele dacidice au deformat atât aria oceanică tethysiană, cât şi marginile sale continentale, dar nu cu aceeaşi intensitate;

– la sfârşitul perioadei tectogenetice cretacice a avut loc închiderea (distrugerea) unei importante părţi a Oceanului tethysian;

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

– tectogenezele cretacice au deformat o mare parte a ariei alpine din Europa centrală şi de sud-est.

Ca urmare a consumului de litosferă oceanică, în perioadele dacidice apar şi primele produse calco-alcaline, legate de două procese de consum, unul situat în Carpaţii Meridionali, legat de sutura intracontinentală a Dacidelor externe şi unul legat de sutura Transilvanidelor.

În *perioada tectogenetică dacidică* s-a realizat şi o parte a curburilor actuale ale catenelor carpato-balcanice. Este cazul curburilor Transilvanidelor şi ale Dacidelor mediane. Un rol important în realizarea acestor curburi l-au avut translaţiile transcrustale ale unora dintre blocurile sialice opuse vorlandului. Majoritatea fracturilor au fost falii transformante active în perioadele de distensiune. Dintre fracturile importante se menţionează:

– falia nord-transilvană care a dirijat distribuţia deformărilor cretacice şi terţiare în lungul suturii transilvanido-pieninice;

– falia sud-transilvană care delimitează Transilvanidele în raport cu Dacidele mediane din Carpaţii Meridionali;

– falia Peceneaga-Camena ce limitează la nord Platforma Moesică;

– falia intramoesică care a facilitat curbura concavă a Carpaţilor Meridionali;

– falia Bistriţei care a facilitat mişcarea diferenţiată a panourilor din vorlandul Carpaţilor Orientali.

Din cauza curburilor subşariajelor vorlandului, care au devenit centrifuge, în cuprinsul său au apărut forţe de distensiune importante ce au contribuit la spargerea Platformei Moesice pe amplasamentul actual al Mării Negre. Procesul a fost intens la sfârşitul perioadei Cretacice, dar s-a continuat şi în Terţiar.

La sfârşitul perioadei Cretacice, mare parte din aria carpato-balcanică era deformată şi rigidizată, constituind blocuri care vor juca rolul de hinterland pentru viitoarele zone cu tectogeneză moldavică.

Tectogenezele terţiare au fost reprezentate în Carpaţi cel mai bine în Miocen. De aceste tectogeneze se leagă şariajul pirenean din Carpaţi şi şariajul pânzelor austro-alpine din intraburdigalian.

Tectogenezele moldavidice au determinat dezvoltarea unor arcuri vulcanice suprapuse părţilor interne carpatice ca urmare a subducţiei unei plăci.

Tectogeneza stirică veche se întâlneşte în Carpaţi în aria Pienidelor şi a Moldavidelor interne.

Tectogenezele stirică nouă şi moldavă sunt înregistrate în Moldavidele externe.

În perioada de compresiune corespunzătoare tectogenezelor moldavidice *unele dintre curburile preexistente s-au accentuat*, îndeosebi curbura din partea de sud-est a Pienidelor determinată de deplasarea Dacidelor interne, translaţie ce a fost dirijată de falia nord-transilvană. Această mişcare este responsabilă şi de şariajul terţiar al părţii vestice a Dacidelor interne.

Şi falia intramoesică a avut un rol important pentru tectogenezele miocene, limitând dezvoltarea spre vest a pânzelor moldavidice. Se remarcă rolul *activ al subşariajului vorlandului* prin care s-a produs ejectarea pânzelor din zona flişului spre exterior.

3.2.2. *Etapele de dezvoltare a reliefului*

Înfăţişarea actuală a reliefului României este rezultatul unui proces evolutiv complex început încă din Precambrian şi definitivat, în configuraţia actuală în Cuaternar. Formarea şi

BCU "ASTRA" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

evoluția reliefului pot fi urmărite de-a lungul a trei epoci: prehercinică, hercinică și carpatică, fiecare cuprinzând: etape, orogeneze, faze subfaze.

3.2.2.1. Epoca prehercinică

Această epocă aparține Proterozoicului și primei jumătăți din Paleozoic când s-au format și modelat soclurile platformelor prealpine din estul și sudul țării: Platforma Moldovenească, Platforma Moesică (Valahă), Dobrogei de Sud și Dobrogea Centrală.

Evoluția ca geosinclinal și trecerea la stadiul de platformă s-a înfăptuit în două etape: *orogenezele precambriene* și *nivelărilor cambriene* care au consolidat fundamentul de platformă din fața Carpaților. Platforma Moldovenească s-a consolidat în Proterozoicul mediu (faza mișcărilor elsoniene, 1370 M.a), iar Platforma Moesică s-a definitivat după mișcările assyntice târzii sau caledonice timpurii din Cambrianul inferior (Ionesi,1994). La începutul Paleozoicului acestea constituiau uscaturi, separate de un geosinclinal situat în Dobrogea de Nord și Centrală. În Cambrian, datorită slăbirii mișcărilor tectonice, uscaturile respective sunt supuse eroziunii, aducând relieful la o nivelare, rezultând peneplena (sau pediplena) soclului precambrian întâlnit astăzi în fundamentul Podișului Moldovei, Câmpiei Române și Podișul Dobrogei de sud (fig.3.6).

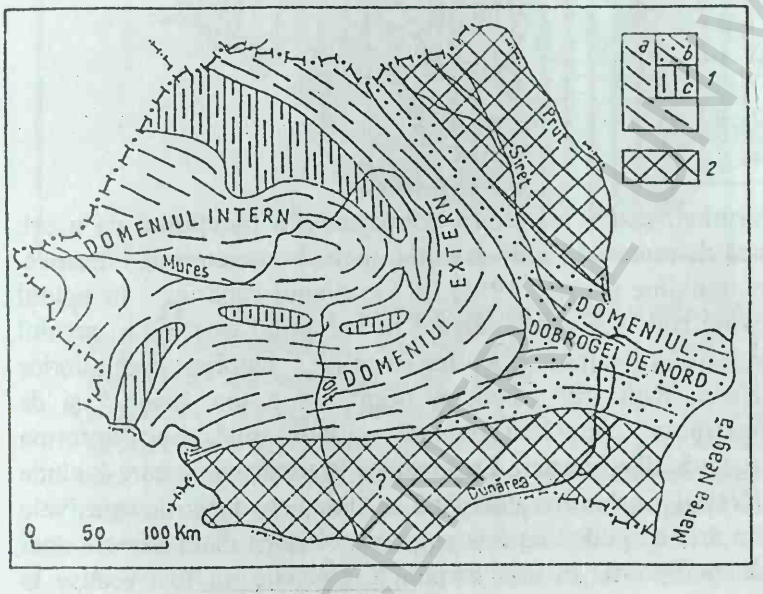


Fig. 3.6. Configurația geotectonică a teritoriului României în Proterozoicul superior (Giușcă et al., 1969): 1, arii geosinclinale (a-metamorfitele din ținutul carpatic; b-aria șisturilor verzi; c - cordiliere); 2, arii rigide.

Ulterior, marginile acestor platforme sunt fracturate și coboară către geosinclinal. Astfel, dacă la Platforma Moldovenească, pe Nistru, fundamentul apare la zi, la Popești (Iași) se află la – 1370 m, iar la Bodești (Neamț) la – 3950 m. Situația este similară și pentru Platforma Moesică care înclină de la Dunăre spre Carpații Meridionali. Mișcările epirogenetice care au afectat ulterior platformele au permis acoperirea lor de către apele mării și acumularea unor depozite groase de materiale, dându-le caracter de suprafețe de eroziune înhumate (fosilizate).

Orogeneza caledonică desfășurată din Cambrian până în Devonian, s-a materializat în ridicarea și consolidarea Dobrogei centrale. În geosinclinalul carpatic au apărut unele cordiliere, mai însemnată fiind cea din vecinătatea Platformei Moldovenești prelungită până în Dobrogea de Nord. Relieful creat de mișcările Caledonice a fost intens erodat, astfel că în unitățile exondate a rezultat o suprafață de eroziune care retează șisturile verzi din Dobrogea. Peneplena a rămas

exondată până în jurasic, când a fost acoperită de ape. Evoluțiile ulterioare, însoțite de procese de eroziune, au scos la zi de sub depozitele mezozoice această suprafață.

3.2.2.2. Epoca hercinică (Devonian superior – Permian).

a) *Etapa orogenului hercinic și a peneplenei posthercinice.*

Orogeneza hercinică s-a manifestat în Carbonifer și Permian prin cutări, exondări, magmatism granitic, atât în geosinclinalul carpatic cât și în aria nord-dobrogeană (fig. 3.7).

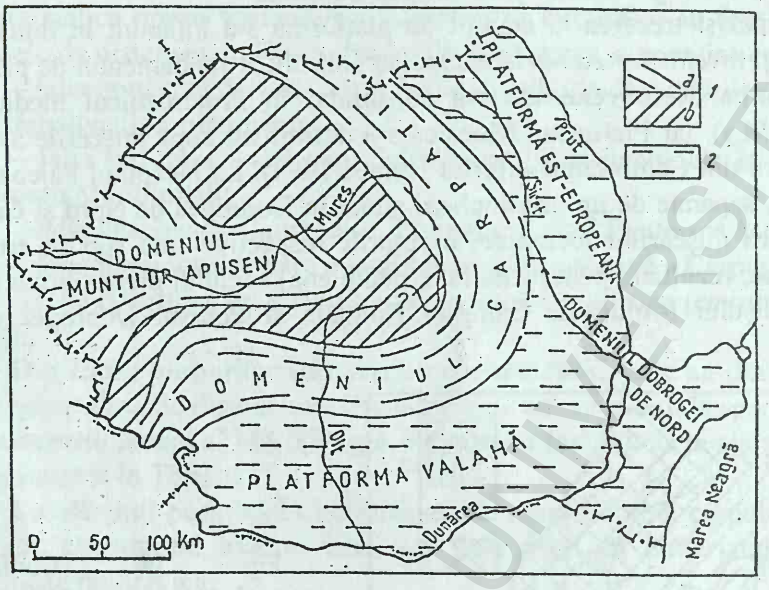


Fig. 3.7. Configurația teritoriului României în Paleozoicul superior (Giușcă et al., 1969).

În Carboniferul superior și Permian, catena hercinică dobrogeană a funcționat ca uscat. Uscatul respectiv a reprezentat o sursă de material rudito-arenitic, inclusiv de alterație lateritică, acumulat în Permian pe platformele prealpine (Ionesi, 1994). În Permianul superior – începutul mezozoicului, Dobrogea nordică devine rigidă și este integrată în vorlandul carpatic.În arealul Carpatic, au avut loc cutări și au fost puse în loc mase granitice (lacolite și batolite) care ulterior au fost scoase la zi de către eroziune. Ridicarea catenelor muntoase a fost însoțită și de reactivarea unor fracturi ce au determinat coborârea treptată a unui areal din Platforma Moldovenească și partea nord-dobrogeană, dând naștere Depresiunii Predobrogene care include și depresiunea Bârladului. De la sfârșitul Carboniferului până în Triasicul inferior, masivele hercinice din Dobrogea de nord și din aria carpatică au fost supuse modelării dând naștere unei suprafețe de eroziune cu caracter de pediplenă. În aria carpatică, catenele au fost reduse la masive cristaline nivelate.

b)*Etapa Hercinico-Carpatică.* Trecerea de la epoca hercinică la cea carpatică s-a făcut printr-o etapă de tranziție ce coincide cu cele două faze cimmerice (Triasic-Jurasic).

Mișcările cimmerice vechi s-au manifestat îndeosebi în Dobrogea de nord și în aria carpatică (fig.3.8. Aria geosinclinală alpină dobrogeană s-a menținut în Triasic și Jurasic și în cadrul ei, în afară de magmatite, s-au acumulat sedimente carbonatice și epiclastice (pietrișuri, nisipuri), inclusiv fliș. În aria carpatică au avut loc mișcări pe verticală care au determinat fragmentarea masivelor hercinice ducând la formarea unor horsturi și grabene. Între masivele înălțate s-au schițat depresiuni (Hațeg, Reșița – Moldova Nouă) iar în Munții Banatului, Munții Bihorului și Pădurea Craiului, Marea Jurasică a ocupat suprafețe întinse. La sfârșitul fazei a avut loc o exondare generală.

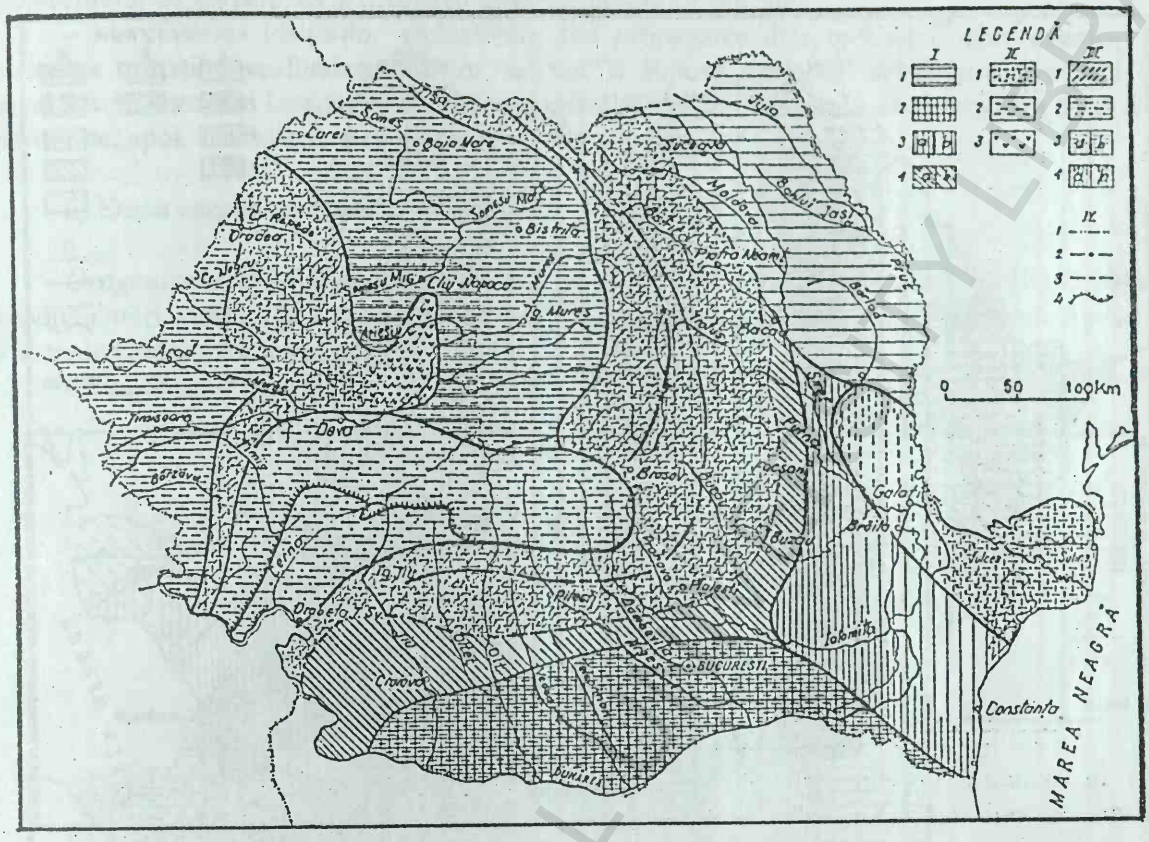


Fig. 3.8. Situaţia paleogeografică în faza cimmerică veche (Dumitrescu et al., 1962) : I. Regiuni de platformă. 1, regiuni stabile supuse eroziunii . 2, depresiuni ; 3, regiuni înălţate (a-reacoperite cu sedimente ; b- supuse eroziunii) ; 4, praguri marginale (a-reacoperite cu sedimente ; b-supuse eroziunii) ; II. Formaţiuni : 1, depozite carbonatice şi terigene de geosinclinal ; 2, formaţiuni de bazin ; 3, magmatite iniţiale. III. Regiuni de geosinclinal : 1, fose ; 2, cordiliere ; 3, masive interne (a- reacoperite cu sedimente ; b-supuse eroziunii) ; 4, regiuni de geosinclinal deja consiolidate (a- reacoperite cu sedimente ; b- supuse eroziunii) ; IV. Semne :1, limitele regiunii geosinclinalului alpin ; 2, axele zonelor de ridicare accentuată ; 3, axele zonelor de subsidenţă accentuată ; 4, conturul actual al Pânzei Getice.

Mişcările cimmerice noi (fig. 3.9) (Jurasic mediu – Jurasic superior) se caracterizează prin modificări importante concretizate în scufundarea cristalinului din Carpaţii Orinetali, conturându-se geosinclinalul flişului cretacic (Dacidele externe) şi a regiunii Munţilor Trascău – Metaliferi (Transilvanide). În Munţii Apuseni, horsturile şi grabenele s-au accentuat. Între Cretacicul superior şi Cretacicul inferior modelarea s-a desfăşurat într-un climat tropical umed, cu alterări intense şi formare de scoarţă lateritică. Suprafaţa rezultată a fost fosilizată de depozitele cretacice inferioare. În Albian s-a produs şi apariţia bazinului Mării Negre. În cadrul Platformei prealpine, un fenomen deosebit de important i-au reprezentat manifestările magmatice (acide şi bazice) care au avut loc pe Platforma Valahă şi Platforma Predobrogeană.

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

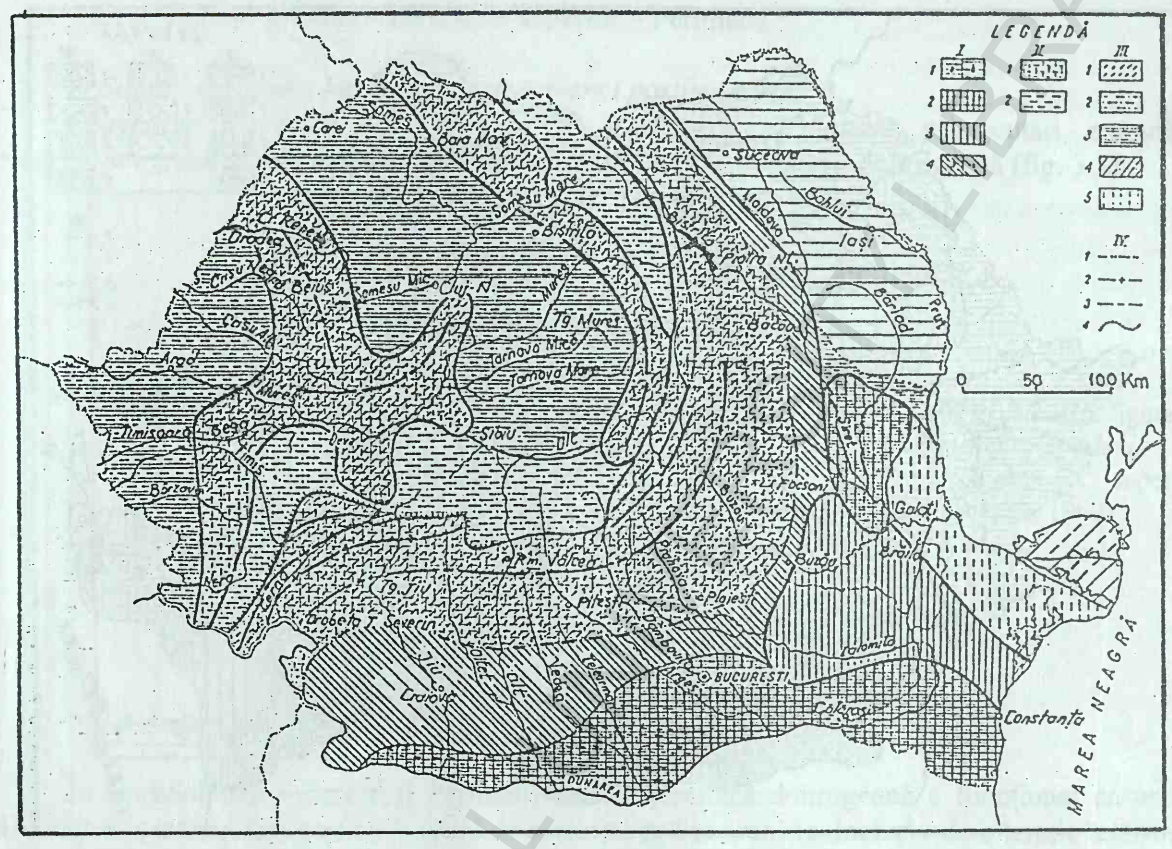


Fig. 3.9. Situația paleogeografică în faza cimmerică nouă (Dumitrescu et al., 1962) : I. Regiuni de platformă. 1, regiuni stabile (a-reacoperite cu sedimente ; b-supuse eroziunii) ; 2, depresiuni ; 3, regiuni înălțate (a-reacoperite cu sedimente ; b- supuse eroziunii) ; 4, praguri marginale (a-reacoperite cu sedimente ; b-supuse eroziunii) ; II. Formațiuni : 1, depozite carbonatice și terigene de geosinclinal ; 2, formațiuni de bazin ; 3, magmatite inițiale. III. Regiuni de geosinclinal : 1, fose ; 2, cordiliere ; 3, masive interne (a- reacoperite cu sedimente ; b-supuse eroziunii) ; 4, avantfosă; 5, regiuni deja consolidate supuse eroziunii ; IV. Semne :1, limitele regiunii geosinclinalului alpin ; 2, axele zonelor de ridicare accentuată ; 3, axele zonelor de subsidență accentuată ; 4, conturul actual al Pânzei Getice.

3.2.2.3. Epoca carpatică

Această epocă (cretacic inferior – actual), reprezintă intervalul de timp în care s-a consolidat lanțul carpatic cu toate complicațiile sale tectonice structurale și petrografice și s-au diversificat trăsăturile reliefului prin manifestarea unor tendințe morfogenetice succesive:

– consolidarea structurală a unităților cristalino-mezozoice, urmată de o dominare netă a eroziunii, soldată cu formarea unei intense suprafețe de nivelare (pediplena carpatică, cf. Posea și colab., 1974);

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

– intensificarea mişcărilor epirogenetice cu sensuri opuse (Oligocen – Sarmaţian), materializate în ridicarea ramurilor carpatice, scufundarea ariilor depresionare intracarpatice şi a platformelor de vorland, ca şi nivelarea treptelor unităţilor ridicate;

– manifestarea înălţărilor neotectonice (cu propagarea dinspre Carpaţi spre exterior) şi ridicarea unităţilor scufundate anterior, ce vor fi supuse modelării subaeriene. Procesul de nivelare desfăşurat la început în Carpaţi, s-a restrâns treptat, reducându-se la formarea de nivele periferice, apoi, doar simple pedimente, glacisuri şi trepte de vale.

a) *Etapa carpatică veche*

Orogenezele austrică şi mediteraneană (Cretacic mediu – Cretacic superior) (fig. 3.10) au produs cutări intense. În Carpaţii Meridionali s-a format Pânza Getică, iar în Munţii Apuseni, Pânza de Codru a încălecat peste Autohtonul de Bihor.

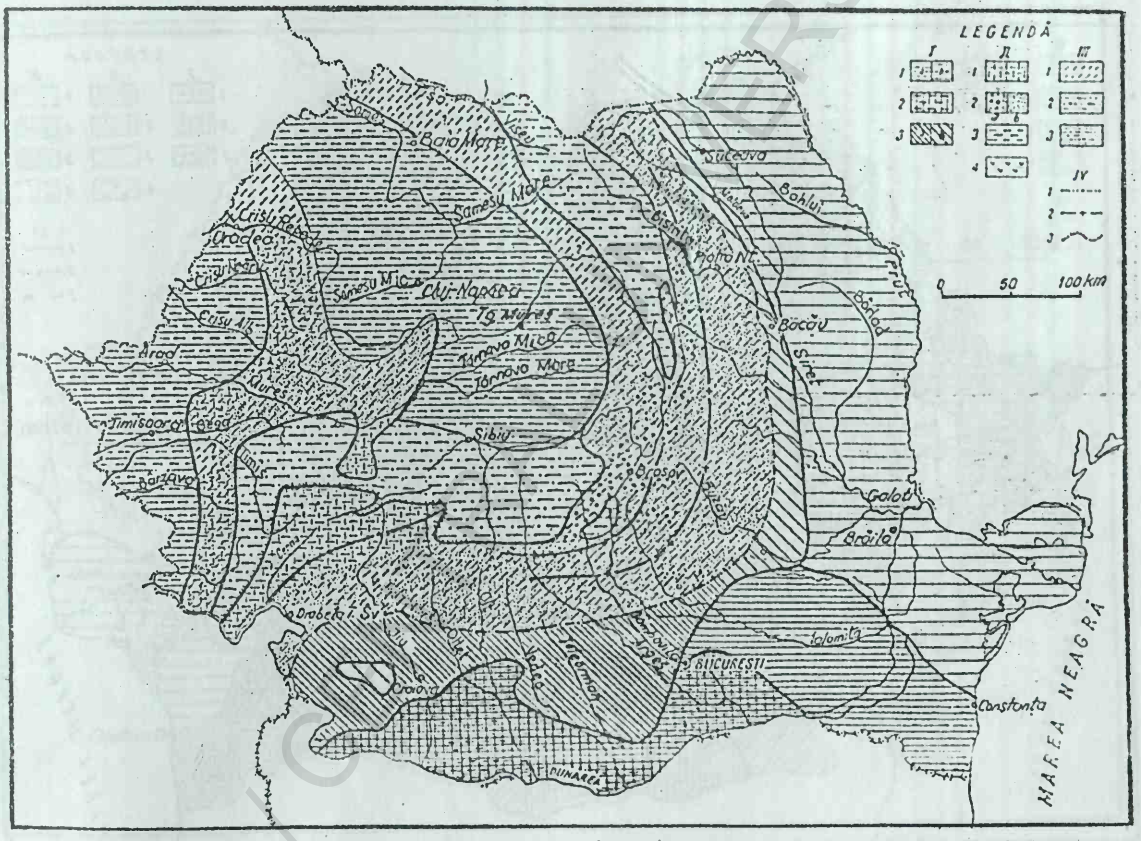


Fig. 3.10. Situaţia paleogeografică în faza austrică (Dumitrescu et al., 1962) : I. Regiuni de platformă. 1, regiuni stabile (a-reacoperite cu sedimente ; b-supuse eroziunii) ; 2, depresiuni ; 3, praguri marginale (a-reacoperite cu sedimente ; b- supuse eroziunii) ; II. Formaţiuni : 1, depozite carbonatice şi terigene de geosinclinal ; 2, fliş (a- faciesuri conglomeratice ; b-faciesuri grezomarnoase) ; 3, formaţiuni de bazin; 4, magmatite iniţiale. III. Regiuni de geosinclinal : 1, fose ; 2, cordiliere ; 3, masive interne (a- reacoperite cu sedimente ; b-supuse eroziunii) ; IV. Semne :1, limitele regiunii geosinclinalului alpin ; 2, axele zonelor de ridicare accentuată ; 3, axele zonelor de subsidenţă accentuată.

În Carpații Orientali s-a produs dezlipirea învelișului sedimentar transilvan de pe cristalin, care a încălecat depozitele din aria depresionară din est (Pânza Transilvană), ca și deplasarea fundamentului cristalinului cu sedimentarul său peste Dacidele externe (Pânza Bucovinică) și suprapuneri tectonice spre est ale diferitelor serii cristaline. La finele fazei austrice s-au produs evenimente importante ce au manifestat o înălțare generală a regiunii cristalino-mezozoice, dar și o scufundare în aria bazinelor sedimentare ale Hațegului, Borodului, Ghimbav-Rucăr. Modelarea uscatului în Cretacicul mediu s-a făcut într-un climat tropical umed, în care a dominat eroziunea fluvială și alterarea. În arealul platformelor prealpine a continuat nivelarea, iar relieful a fost fosilizat la sfârșitul Cretacicului.

Orogeneza laramică (Senonian Superior-Paleocen) corespunde cu definitivarea structurală a arealului Dacidelor mediane (zona cristalino-mezozoică) din Carpații Orientali, precum și cutarea flișului cretacic (Dacidele externe) ce se va înălța și se va alipi Dacidelor mediane (fig.3.11). Are loc și o împingere spre est a blocurilor Dacidelor mediane care produce o structură în pânze în cadrul flișului (Dacidele marginale și Moldavidele).

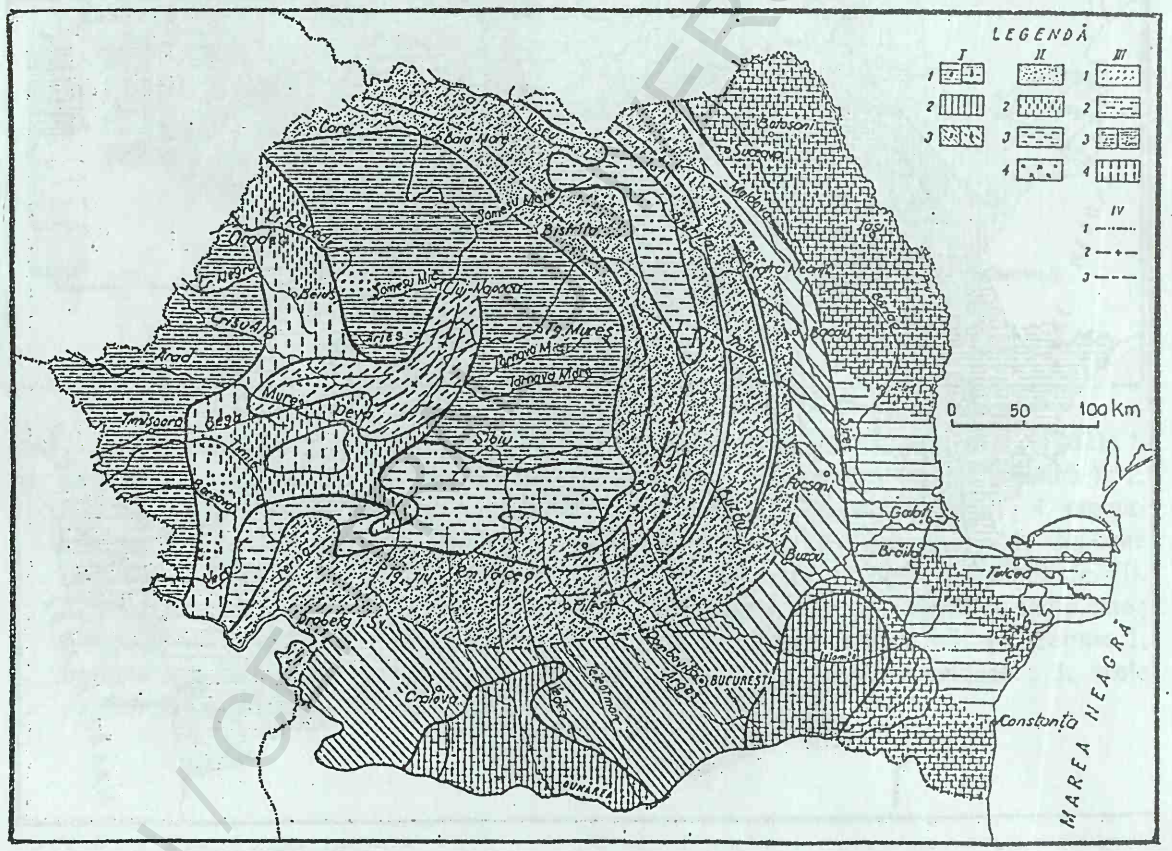


Fig. 3.11. Situația paleogeografică în faza laramică (Dumitrescu et al., 1962): I. Regiuni de platformă. 1, regiuni stabile (a-reacoperite cu sedimente; b-supuse eroziunii); 2, depresiuni; 3, praguri marginale (a-reacoperite cu sedimente; b- supuse eroziunii); II. Formațiuni: 1, fliș (faciesuri grezo-marnoase); 2, formațiuni epicontinentale. 3, formațiuni de bazin; magmatite intrusive subsecvente; III. Regiuni de geosinclinal: 1, fose; 2, cordiliere; 3, masive interne (a- reacoperite cu sedimente; b-supuse eroziunii); 4, regiuni de geosinclinal deja consolidate; IV. Semne: 1, limitele regiunii geosinclinalului alpin; 2, axele zonelor de ridicare accentuată; 3, axele zonelor de subsidență accentuată.

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În Munții Apuseni și Munții Banatului are loc cutarea și înălțarea formațiunilor cretacice (Transilvanidele) fiind însoțite de numeroase fracturi ce vor dirija scufundarea blocurilor transilvan și panonic și se vor ridica în bloc Munții Apuseni, căpătând înfățișarea de horst. În interiorul lor au rezultat horsturi și grabene secundare. În urma unor subducții frontale, în arealul Dacidelor mediane au fost puse în loc mase vulcanice acide (banatite). S-au schițat bazinele sedimentare ale unor depresiuni: Dornelor, Petroșani, Arieș. La sfârșitul acestei orogeneze. scheletul reliefului carpatic era realizat. Mișcările care au avut loc au dus la exondarea celei mai mari părți a teritoriului României. Modelarea reliefului s-a desfășurat într-un climat tropical și subtropical ce a dus la detașarea unei suprafețe de eroziune (pediplena carpatică sau Complexul Sculptural Borăscu) (cf. Posea și colab., 1974). Ca suprafață fosilizată ea există și în depresiunile inter și intra carpatice și în Câmpia Română (Platforma Moesică).

b)*Etapa neocarpatică* s-a desfășurat din Paleogen până în prezent și coincide cu ridicarea celor mai noi unități, cu înălțarea Carpaților la nivelul unui lanț muntos, apariția Subcarpaților, a podișurilor și câmpiilor, formarea cordilierei vulcanice din vestul Carpaților Orientali (fig. 3.12).

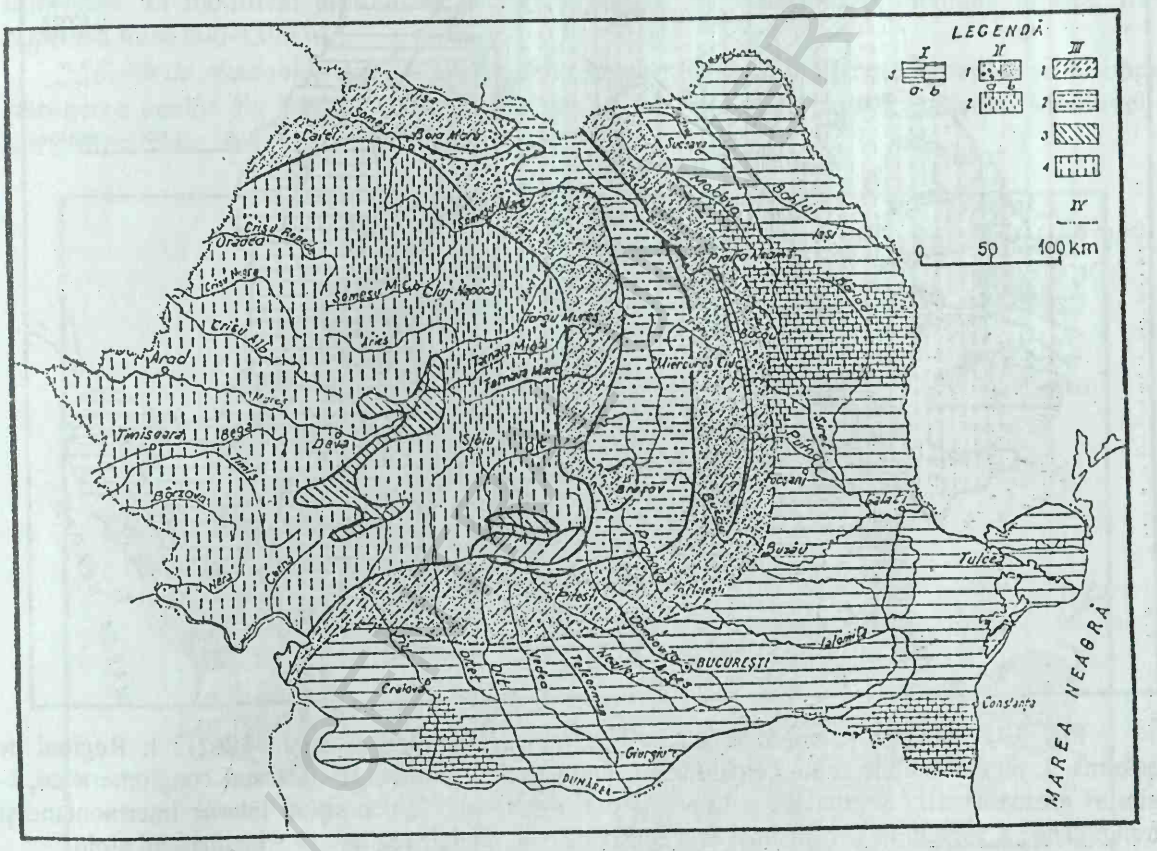


Fig. 3.12. Situația paleogeografică în faza savică (Dumitrescu et al., 1962) : I. Regiuni de platformă. 1, regiuni stabile (a-reacoperite cu sedimente ; b-supuse eroziunii) ; II. Formațiuni: 1, fliș (a-faciesuri conglomeratice; b- faciesuri grezo-marnoase); 2, formațiuni epicontinentale. III. Regiuni de geosinclinal : 1, fose ; 2, cordiliere ; 3, depresiuni interne intermontane și intramontane ; 4, regiuni de geosinclinal deja consolidate, supuse eroziunii; IV. Semne :1, limitele regiunii geosinclinalului alpin.

În Eocen subsidența a fost foarte activă în geosinclinalul flișului paleogen (Moldavide), dar și în nord-vestul, estul și sudul Transilvaniei prin activizarea faliilor transilvane.

Mişcările savice din Acvitanian-Burdigalian, au cutat şi înălţat Moldavidele (flişul paleogen), definindu-l ca o nouă unitate structurală. În Depresiunea Transilvaniei şi Depresiunea Panonică subsidenţa s-a accentuat. De asemenea, în Munţii Banatului şi Munţii Apuseni se schiţează noi golfuri şi depresiuni. Înălţarea Carpaţilor a accentuat şi formarea unor piemonturi (Acvitanian-Burdigaliene) în nordul Munţilor Perşani, Făgăraş-Cindrel, Culmea Breaza, Dealurile Năsăudului. Modelarea pre-Badeniană a dus la sculptarea unei noi trepte de eroziune, nivelul superior al Complexului Sculptural Râu-Şes, care, de această dată nivelează şi flişul cretacic din Carpaţii Orientali.

Mişcările stirice (Burdigalian Superior-Badenian) şi *Moldavice* (Badenian-Sarmaţian) au accentuat scufundarea Masivelor Transilvan şi Panonic şi au determinat dispariţia caracterelor de geosinclinal (fig. 3.13).

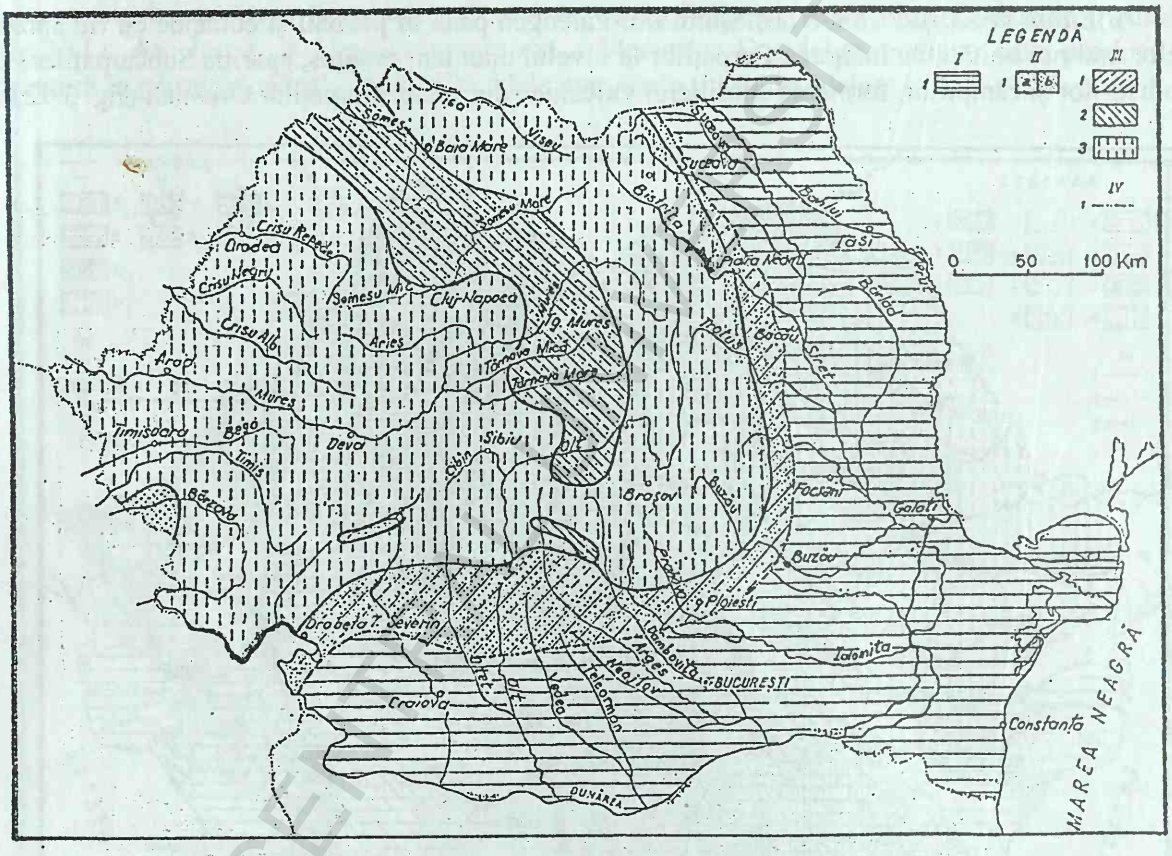


Fig. 3.13. Situaţia paleogeografică în faza stirică (Dumitrescu et al., 1962): I. Regiuni de platformă. 1, regiuni stabile supuse eroziunii; II. Formaţiuni: 1, molasă (a- faciesuri conglomeratice; b- faciesuri grezoase). III. Regiuni de geosinclinal: 1, avantfosa; 2, depresiuni interne intermontane şi intramontane; 3, regiuni de geosinclinal deja consolidate; 4, limitele regiunii geosinclinalului alpin.

În Miocenul inferior şi cel mediu, climatul s-a caracterizat prin ariditate excesivă, ceea ce a favorizat formarea pe uscat a unei scoarţe de alterare de culoare roşie, iar în domeniul lagunar al Bazinului Transilvan precipitarea evaporitelor (Paucă, 1976). A fost pusă în evidenţă avanfosa unde se acumulau depozitele miocene din cutarea cărora au apărut Subcarpaţii Moldovei, reprezentând o nouă unitate structurală (Pânza Subcarpatică). În partea nordică a Carpaţilor Orientali şi Munţii Apuseni s-au produs primele erupţii vulcanice. În partea vestică a Munţilor Apuseni s-au conturat golfurile depresionare. Ridicarea Carpaţilor Orientali a favorizat

dezvoltarea unor piemonturi întinse, Piemontul Sarmatic (cf. Martiniuc, 1956, Barbu şi colab., 1964). În jurul Munţilor Banatului, Munţilor Apuseni, Carpaţilor Meridionali s-au schiţat primele câmpii fluvio-lacustre.

Mişcările attice din Sarmaţianul superior au definitivat flişul paleogen (Moldavidele) şi au ridicat Carpaţii, aducându-i la înălţimea unui lanţ muntos. Au fost exondate, total sau parţial, o parte a golfurilor şi bazinelor interne. S-au intensificat erupţiile vulcanice din vestul Carpaţilor Orientali şi Munţii Apuseni. Clima aridă a facilitat manifestarea proceselor de pedimentaţie, ducând la formarea nivelului inferior al Complexului Sculptural Râu-Şes, cu dezvoltare largă în cadrul Moldavidelor (flişul paleogen). Procesul de modelare a afectat şi regiunile colinare exondate după Sarmaţian (sectorul nordic al Podişului Moldovei, Subcarpaţii Moldovei, Podişul Someşan, Podişul Târnavelor). Prin înălţarea Carpaţilor şi a unor regiuni limitrofe s-au individualizat trei bazine lacustre (Transilvan, Panonic, Getic). Acestea au facilitat la poalele Carpaţilor modelarea în mare parte prin abraziune, ceea ce a dus la formarea Complexului Sculptural Gornoviţa sau suprafaţa de bordură (Posea şi colab., 1974). Mişcările tectonice ulterioare au modificat altitudinile acestei suprafeţe, de la o unitate montană la alta, fiind cuprinsă între 800-1300 m.

Mişcările rhodanice din *Meoţianul inferior* au continuat înălţarea Carpaţilor şi au impus retragerea apelor din Bazinul Transilvaniei, de pe cea mai mare parte a Podişului Moldovei şi din golfurile din vestul Munţilor Apuseni.

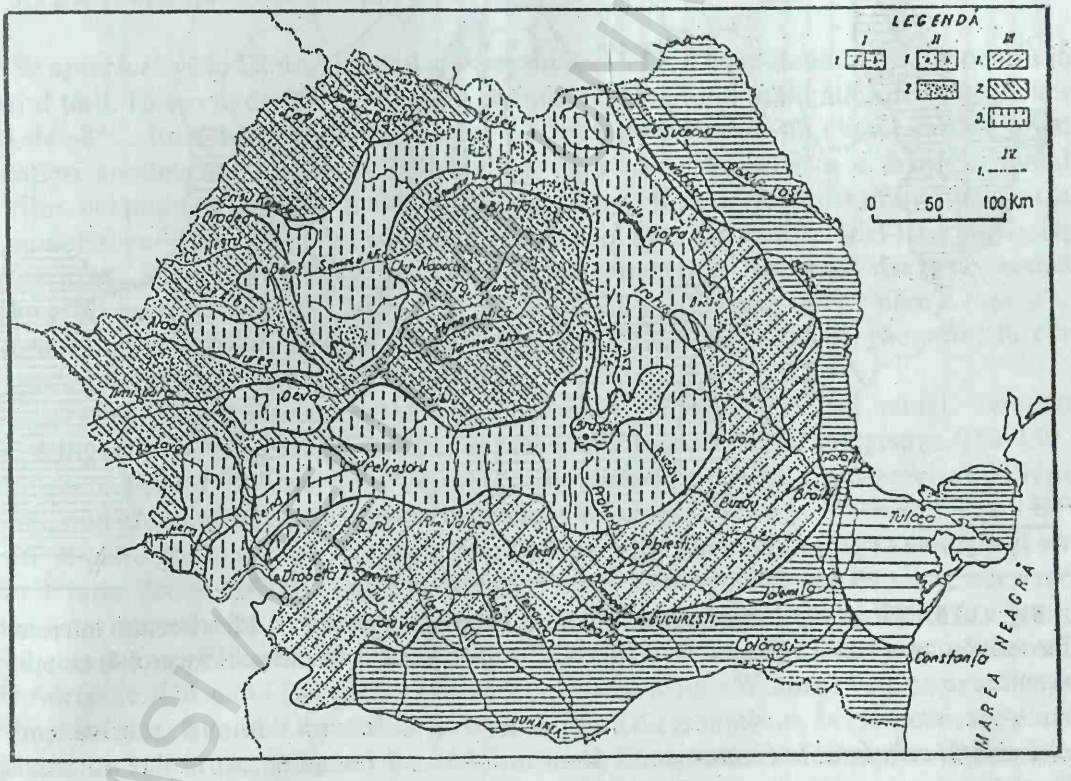


Fig. 3.14. Situaţia paleogeografică în faza valahă (Dumitrescu et al., 1962) : I. Regiuni de platformă. 1, regiuni stabile (a-reacoperite de sedimente; b-supuse eroziunii); II. Formaţiuni: 1, molasă (a- faciesuri conglomeratice; b- faciesuri grezoase); 2, magmatite vulcanice subsecvente. III. Regiuni de geosinclinal : 1, avantfosa ; 2, depresiuni interne intermontane şi intramontane ; 3, regiuni de geosinclinal deja consolidate; 4, limitele regiunii geosinclinalului alpin.

BCU IASI UNIVERSITY LIBRARY

Faza tectonică valahă (fig. 3.14) a afectat atât Carpații cât și Subcarpații. S-au înălțat puternic Subcarpații Curburii și Subcarpații Getici. Ridicările din Carpați și Subcarpați au atins valori de 800-1000 m. În Podișul Transilvaniei, odată cu înălțarea, se produce și definitivarea structurii în domuri și cute diapire. Sunt exondate și alte unități: Podișul Moldovei, Piemontul Getic și parțial Câmpia Banato-Crișană. La exteriorul Carpaților ca și în interior (depresiunile intracarpatice) s-au conturat arii de subsidență favorizând dezvoltarea unui regim lacustru. Condițiile climatice din Dacian-Romanian au favorizat dezvoltarea unor glacisuri și lunci largi.

La exteriorul Carpaților și în unele depresiuni s-au acumulat depozite fluvio-proluviale, creând piemonturi (Piemontul Getic, piemonturile din depresiunile Lăpușului, Oaș, Beiuș). Începând din Romanian, prin fragmentarea pe verticală a unităților colinare s-a ajuns la conturarea subunităților actuale de relief. Acțiunea de modelare a râurilor s-a soldat cu sculptarea unor depresiuni și culoare de contact. În vestul Carpaților Orientali au continuat erupțiile vulcanice unde s-a format cordiliera sudică, Călimani – Gurghiu – Harghita. (fig. 3.15).

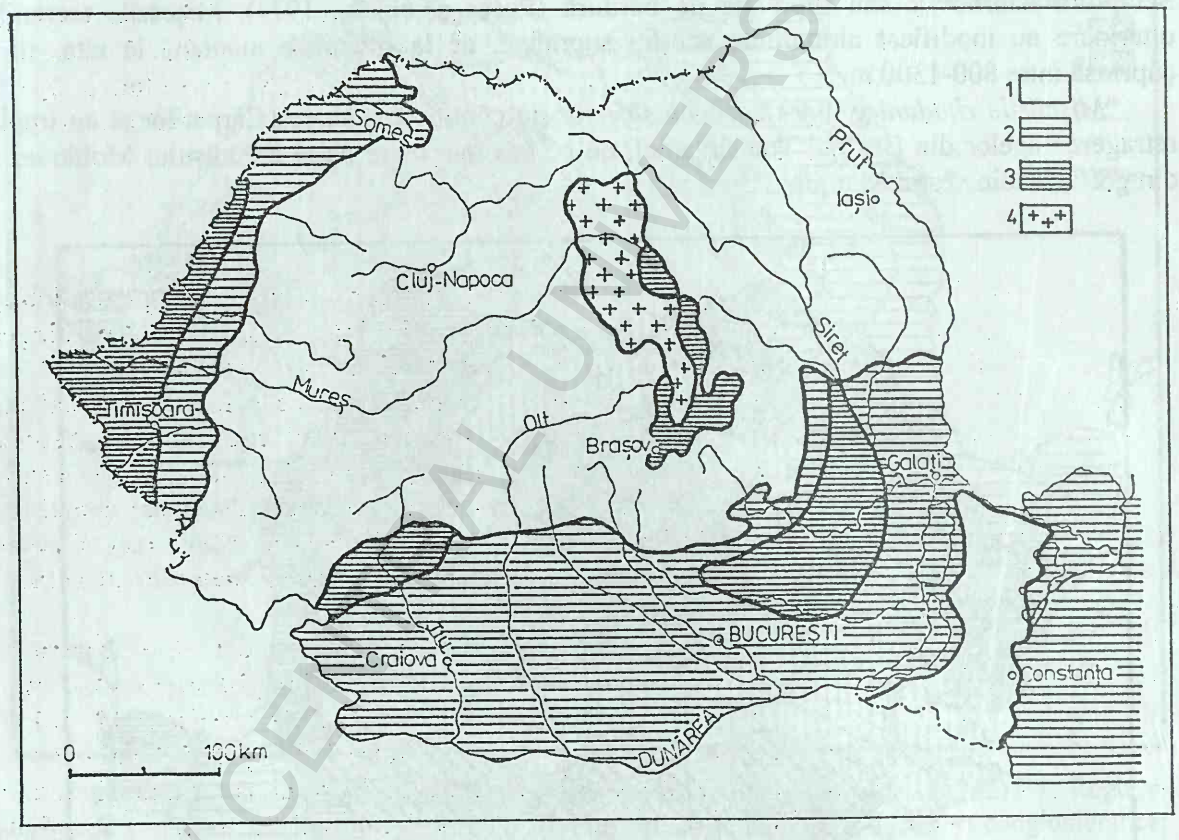


Fig. 3.15. Situația paleogeografică în faza Pliocenul superior – Pleistocenul inferior (Ghenea și colab., 1963) : 1, uscat; 2, domeniul fluvio-lacustru; 3, domeniul lacustru; 4, erupții vulcanice.

c) Evoluția reliefului în Cuaternar

Cuaternarul reprezintă secvența de timp cea mai scurtă în evoluția reliefului. Cu toate acestea au avut loc cele mai însemnate modificări ale reliefului determinate, pe de o parte, de accentuarea mobilității acestuia, iar pe de altă parte, de extinderea reliefului supus modelării subaeriene și variatelor condiții climatice care s-au succedat de la climate umede și calde la răciri

pronunțate cu faze glaciare. În lanțul vulcanic erupțiile au continuat și în Cuaternarul inferior întregind masivele vulcanice. De asemenea, din bazinele intramontane ocupate de lacuri, apele s-au retras (depresiunile: Brașov, Ciuc, Giurgeu). Dacă avem în vedere unitățile de relief individualizate în Cuaternar (Podișul Moldovei de Sud, Piemontul Getic, Câmpia Română, Bălțile și Delta Dunării, Câmpia de Vest, Depresiunile intracarpatice) ajungem la concluzia că aproximativ o treime din relieful țării a apărut în această perioadă.

3.2.3. *Condiții morfogenetice specifice Cuaternarului*

Cuaternarul s-a desfășurat pe o perioadă de timp de circa 1,8 milioane ani. Urmărirea evenimentelor din această perioadă pe baza unor datări de vârstă sunt relativ puține și lipsesc pentru prima parte a sa, majoritatea fiind atribuite Pleistocenului. De remarcat este faptul că în Cuaternar, unitățile de uscat au continuat să se înalțe, dar în același mtimp a avut loc și o accentuare a denudației reliefului. Materialele rezultate au fost transportate și depuse în zonele joase (lacustre), contribuind la colmatarea acestora și mărind suprafața uscaturilor. Totodată se constată că mișcările neotectonice au continuat pe toată perioada Cuaternarului. Înălțările reliefului, schimbările climatice, oscilațiile nivelului Mării Negre au reprezentat principalele evenimente ce caracterizează această perioadă.

3.2.3.1. Condițiile climatice din Cuaternar

Se apreciază că în Günz, climatul era extrem de rece, cu temperaturi negative pentru întreg teritoriul țării. Izoterma de 0°C se situa în câmpii, iar la nivelul înălțimilor de 1800 m atingea valori de -8°C. Interglaciarul Günz-Mindel s-a caracterizat printr-un climat cald și uscat, cu diferențieri anotimpuale. În Mindel, clima s-a răcit din nou, ceea ce a favorizat instalarea ghețarilor, cel puțin pe cele mai înalte vârfuri din Munții Rodnei. Restul teritoriului a fost supus unei modelări periglaciare în cea mai mare parte din an. Interglaciarul Mindel-Riss s-a desfășurat pe o perioadă foarte lungă și s-a caracterizat printr-un climat mai cald decât cel actual, cu precipitații bogate și formarea unor soluri evoluate. În Riss s-a instalat un climat rece și umed (poate cel mai aspru din tot Cuaternarul), ceea ce a facilitat instalarea ghețarilor în carpați, deasupra altitudinilor de 1800 m – 2000 m.

Intervalul Riss-Würm s-a asemănat, în privința climatului, cu cel actual. Temperatura medie atingea în Dobrogea 10 – 11°C, iar precipitațiile atmosferice înregistrau 350-450 mm. Pentru ultima parte a Pleistocenului (Würm), informațiile bazate pe datări precise (C14, polen) sunt mai numeroase și de aceea caracterizarea este mai exactă. Între 95000 și 10500 ani BP s-au identificat patru stadiale clare. Pentru teritoriul României sunt admise două stadiale și anume: Würm 1 între 72000-60500 ani BP și Würm 2 între 22000-10500 ani BP, între acestea două existând un interval destul de lung favorabil instalării vegetației. Stadiul Würm 2 a înregistrat răcirea maximă, aproximativ, în jurul anilor 17000 BP, când tundrele au ajuns până la nivelul Mării Adriatice și în sudul Peninsulei Balcanice. Ultima parte a Würmului s-a caracterizat printr-un climat secetos, favorabil formării unei imense mase de grohotișuri. În Holocen, temperatura a înregistrat un salt brusc, atingând 8 - 10°C în toată Europa, cea mai importantă creștere fiind între Tardiglaciar și Preboreal (Ichim și colab., 1979). Curba temperaturii marchează încălzirea rapidă în Postglaciar și apoi o răcire continuă din faza atlantică (5800-6000 ani BP). Cea mai însemnată coborâre a temperaturii s-a produs în jurul anilor 2000-2200 BP, resimțită atât în dinamica eustatică, cât și în avansarea ghețarilor din Munții Alpi.

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

3.2.3.2. Mişcările neotectonice

Individualizarea trăsăturilor reliefului actual reprezintă efectul şi, totodată, dovada cea mai clară a manifestării mişcărilor neotectonice. Pe ansamblu, mişcările de la sfârşitul Pliocenului şi din Cuaternar au exondat câmpiile, au dat Piemontului Getic aspectul de podiş, au transformat câmpiile fluvio-lacustre din sudul Moldovei în dealuri şi podişuri, au înălţat relieful Subcarpaţilor Getici şi de la Curbură, au imprimat Carpaţilor caracterul alpin şi de munţi mijlocii. Se consideră că în această perioadă Carpaţii s-au înălţat cu 1000 m. Fenomenul s-a manifestat diferenţiat, ca intensitate şi chiar ca sens de la o unitate la alta.

Observaţii referitoare la tectonica cuaternară, la nivel regional sau la nivelul întregii ţări, se găsesc în diverse studii geologice şi geomorfologice încă de la începutul secolului XX. Între acestea sunt lucrările lui De Martonne (1902, 1907, 1924), Vâlsan (1914, 1915). În deceniile al treilea şi al şaptelea au apărut o serie de sinteze: Oncescu (1960, 1962), Rădulescu, Grumăzescu (1962), Liteanu şi colab. (1964), Badea şi colab. (1964), Liteanu, Ghenea (1966), Circârdel şi Esca (1966), Ghenea şi colab. (1971), Cornea şi colab. (1979).

Dintre cele mai semnificative argumente pentru mişcările cuaternare se invocă:

– detaşarea unor nivele de eroziune în lungul văilor montane;

– formarea sistemelor de terase convergente şi divergente în lungul văilor şi pierderea teraselor spre zona de subsidenţă;

– acumulările piemontane de la exteriorul Carpaţilor;

– cutarea şi ridicarea Stratelor de Cândeşti din Subcarpaţii de Curbură cu mai multe sute de metri (de exemplu, Măgura Odobeşti, 1001 m);

– grosimea mare a depozitelor cuaternare din anumite sectoare ale Câmpiilor: Română, Banato-Crişană şi unele depresiuni intramontane;

– dispunerea structurală (monoclin, diapir, domuri) a stratelor neogene din Bazinul Transilvaniei.

Evaluările din prezent ale sensului şi intensităţii medii a mişcărilor arată foarte clar instabilitatea generală a teritoriului şi totodată intensitatea mare din anumite regiuni. Datele furnizate de literatura de specialitate (Cornea şi colab. 1979) evidenţiază în cadrul Carpaţilor (fig. 3.16) cea mai accentuată mobilitate. Aceasta se înregistrează în aria ce corespunde în egală măsură atât flişului, cât şi blocurilor cristaline din Carpaţii Orientali (Munţii Stânişoarei, Munţii Tarcăului, Bistriţei, Giurgeului, Hăşmaşului) unde intensitatea ridicărilor este cuprinsă între 5-6 mm/an. Este cea mai accentuată rată de ridicare din întreaga arie carpatică. Spre sud, intensitatea mişcărilor scade încât în zona de curbură a Munţilor Buzăului valorile sunt de 1-2 mm/an. Blocurile cristaline ale Carpaţilor Meridionali înregistrează rate diferenţiate cu valori de 1,5-2 mm/an în arealul de la est de Olt (Făgăraş, Iezer, Leaota) şi 2,5-3,5 mm/an la vest de Valea Oltului (Parâng, Retezat, Tarcu-Godeanu, Vâlcan). Între cele două areale se interpune Valea Oltului unde înălţările sunt mai reduse 0,5-1 mm/an.

Latura occidentală a Carpaţilor Româneşti, deşi este supusă înălţărilor, valorile sunt mai reduse: 1-2 mm/an şi Munţii Apuseni şi 1,5-3 mm/an în Munţii Banatului (Almăj, Cernei) aici prelungindu-se arealul cu valori mai mari ale mişcărilor, dinspre Ţarcu-Godeanu. Depresiunea Transilvaniei, chiar dacă se situează în cea mai mare parte antrenată în mişcări de ridicare, valorile nu depăşesc 1mm/an, existând chiar unele areale stagnante (fig 3.16). În ceea ce priveşte Podişul Moldovei acesta este supus unor înălţări care în partea vestică sunt chiar mai mari decât în unele zone carpatice. Podişul Sucevei şi partea nordică a Podişului Bârladului suportă înălţări de 2-4 mm/an, iar în Câmpia Moldovei şi partea sudică a podişului valorile sunt de 1-2 mm/an.

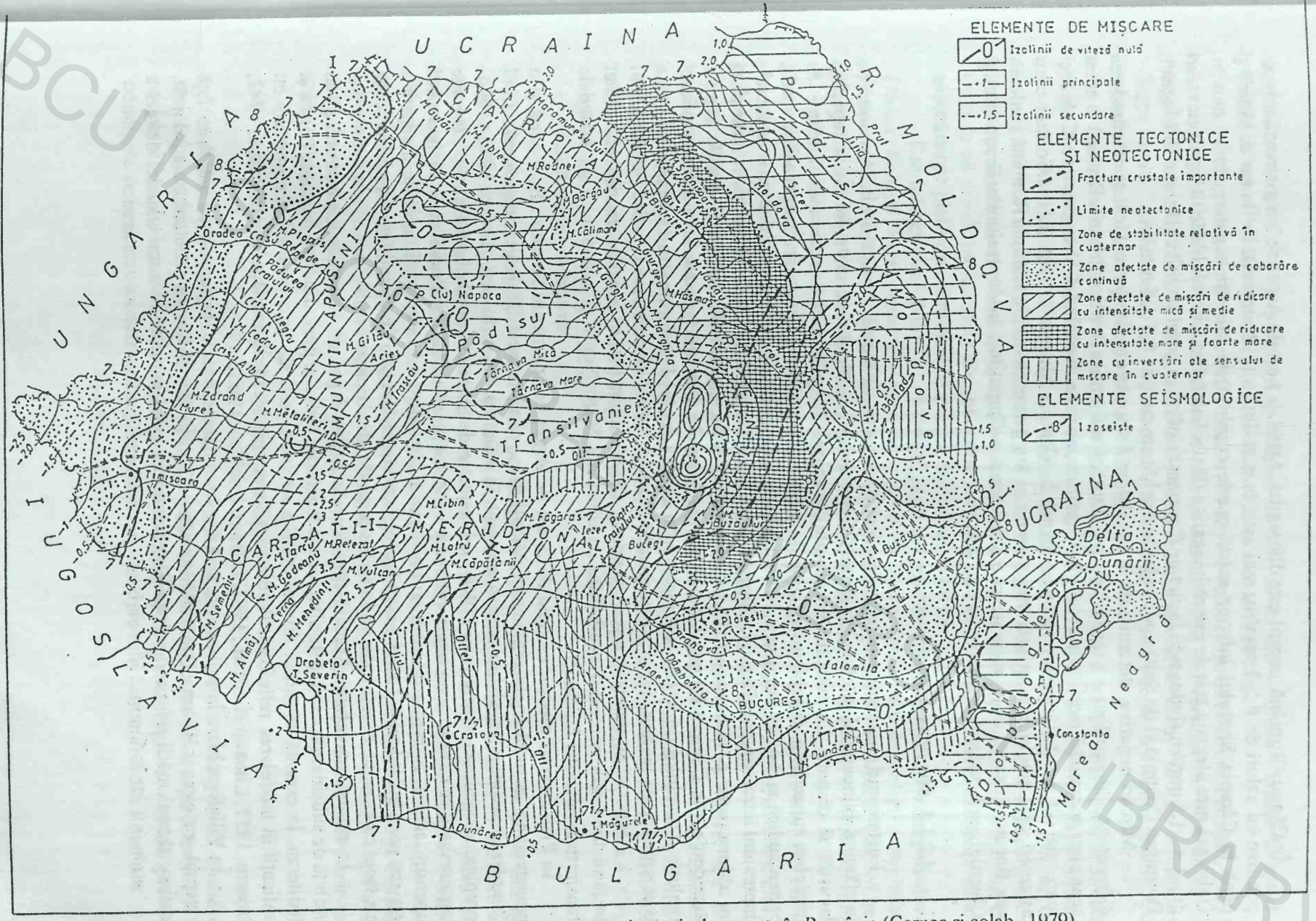


Fig. 3.16. Harta mișcărilor crustale verticale recente în România (Cornea și colab., 1979).

BCU IAȘI LIBRARY

În Câmpia Română, sensul este diferențiat. Astfel, la vest de Argeș se înregistrează mișcări pozitive cu valori de 0,5-2 mm/an, mai mari la vest de Jiu (1-2 mm/an). De la est de Argeș și până în Câmpia Siretului inferior există o arie cuprinsă de mișcări negative de -1 mm/an. Dobrogea este afectată atât de mișcări negative (Delta Dunării și Litoralul Mării Negre) cu valori de –1 ÷ - 1,5 mm/an (îndeosebi la sud de Constanța), cât și mișcări pozitive (Horstul dobrogean, Dobrogea Centrală și de Sud) unde valorile de ridicare sunt de 0,5-1,5 mm/an.

Mișcări negative, determinate în special de fracturile din fundament, cât și de afundarea diferențiată a blocurilor s-au resimțit cu pregnanță și în Câmpia Banato-Crișană. Dovadă în acest sens sunt acumulări mari de aluviuni în Cuaternar, acestea depășind 400 m grosime. Cele mai mari rate (-2 – - 2,5 mm/an) se înregistrează în Câmpia Mureșului (fig. 3.16). Contrar unor așteptări, cele mai intense mișcări negative nu se înregistrează nici în Câmpia Română și nici în cea Banato-Crișană, ci în zona de curbură internă a Carpaților, în depresiunile Brașovului și Ciucului, unde valorile negative de aici sunt de – 4 mm/an.

3.2.3.3. Eustatismul cuaternar

Eustatismul cuaternar este legat de climă și, mai ales, de faptul că mișcările neotectonice de la sfârșitul Pliocenului până la începutul Pleistocenului au făcut ca o mare parte din suprafața lacustră să dispară. La sfârșitul Pliocenului, Bazinul Transilvaniei devenise un domeniu de modelare subaeriană, dependent de nivelul de bază al Depresiunii Panonice. În aceeași perioadă, partea sudică a țării se menținea ca domeniu lacustru. Bazine lacustre existau și în actualele depresiuni intramontane: Brașov, Giurgeu, Ciuc, persistența acestor lacuri fiind recunoscută până în ultima parte a Pliocenului. După unii autori (Posea și colab., 1974) și părțile supuse subsidenței din Câmpia Banato-Crișană se mențineau în domenii lacustre. Cea mai complicată evoluție a nivelului de bază s-a înregistrat în cazul Lacului Pontic, pentru că Marea Neagră a avut perioade de izolare, dar și legături cu Marea Mediterană și cu Marea Caspică. Astfel, Lacul Getic a început să se colmateze și să se retragă din Villafranchianul superior, modificările liniei de țărm fiind sub controlul oscilațiilor de nivel ale Mării Negre și a aportului de materiale transportante dinspre Carpați.

În Pleistocenul mediu, câmpia de la est de Argeș era domeniu lacustru. Este certă și o transgresiune lacustră în interglaciarul Midell-Riss, până la vest de Argeș, argumente fiind Complexul sedimentar nisipo-argilos existent în Câmpia Covurluiului (Coteț, 1966, 1976) complex denumit de Macarovici (1960) sub numele de „Stratele de Barboși-Babele". Urmele transgresiunii se cunosc și pe latura externă a Subcarpaților Buzăului și Prahovei. În Pleistocenul superior, lacul este treptat înlocuit cu un regim mlăștinos, ce în cuprinsul ariei de divagare a persistat până în Holocen. Lacul a avut legături cu Marea Neagră, fie direct, fie prin emisar, ceea ce a făcut ca în parte, nivelul său să fie strâns legat de nivelul acesteia.

În privința nivelului Mării Negre, acesta a fost legat de mișcările neotectonice, cu tendință de subsidență, oscilațiile climatice și legăturile stabilite periodic între bazinele Pontic și Mediteran. În această evoluție, nivelul mării a suferit o serie de transgresiuni și regresiuni cu implicații în modelarea reliefului. Problema a fost abordată în diverse lucrări (Brătescu, 1942, Petrescu, 1957, Liteanu și colab., 1961, Liteanu Pricăjan, 1963).

În Villafranchian, în așa-numita fază *Guriană*, țărmul Mării Negre se situa mai la est față de actual, cu circa 150 km (Popescu-Voiteşti, 1938). În fazele Ceuda și Post-Ceuda, din St. Prestien, țărmul mării ocupa o poziție în vecinătatea celei actuale. În zona actualei delte s-a

acumulat un vast con de pietrişuri şi nisipuri depuse de un râu ce drena Carpaţii Orientali, Carpaţii Curburii şi lacul din Câmpia Română (Posea şi colab., 1974).

Transgresiunea Uzunlar (cf. Brătescu, 1942) sau Paleoeuxinică (Liteanu, Pricăjan, 1963) de la sfârşitul Stadiului Mindel şi interstadialul Mindel-Riss, s-a caracterizat prin ridicarea nivelului marin cu circa 30 m, încât linia ţărmului se situa la vest de Galaţi. În Riss s-a produs *Regresiunea Euxinul mediu* (cf. Brătescu) ce a determinat o nouă coborâre a nivelului marin. Cu aceasta începe schiţarea primelor formaţiuni deltaice.

Interstadialul Riss-Würm a determinat *transgresiunea Karangat* cu linia ţărmului situată puţin la vest de cea actuală. A urmat regresiunea puternică din Würm I ce a determinat coborârea nivelului mării cu 80-100 m. Brătescu apreciază această coborâre de numai 46 m, în timp ce Petrescu (1957) consideră coborârea nivelului marin cu 130 m. Argumentele ce susţin coborârea nivelului marin sunt: orizonturile de pietriş situate la – 45 m sub nivelul actual; orizontul de loess la 68 m sub sedimentele din grindul Caraorman cu resturi de faună rece, existenţa văilor submerse pe platforma continentală până la adâncimi de 80 m.

Din interglacisul Würm I – Würm II până la finele Borealului, urmează *transgresiunea Marea Neagră Veche* care s-a oprit la – 4 m. În zona Deltei s-a dezvoltat o suprafaţă mlăştinoasă. În optimul climatic postglaciar a avut loc *transgresiunea neolitică:* (sau Marea Neagră nouă). Nivelul mării s-a ridicat cu + 5 m, încât zona situată între Platforma Buceacului şi Culmile Tulcea-Beştepe a fost acoperită de mare.

Transgresiunea dacică s-a produs în intervalul dintre jumătatea mileniului I î. Hr. şi jumătatea mileniului I d. Hr. Nivelul mării a coborât la – 4 m, faţă de cel actual, determinând o adâncire a văilor şi formarea unor depresiuni ocupate de unele lacuri din Deltă.

După jumătatea mileniului I d. Hr., nivelul mării începe să se ridice, are loc *transgresiunea valahă* ce a determinat inundarea vechilor construcţii din zona Histria-Callatis, transformând gurile râurilor dobrogene în limane. Tendinţa generală de ridicare a nivelului Mării Negre, din perioadele istorice – prezent, se înscrie în tendinţa generală de înălţare a nivelului oceanului planetar. În cazul Mării Negre acesta s-a manifestat cu 20 cm/secol.

3.3. Relieful structural

La formarea reliefului structural, pe lângă modul de dispunere a stratelor se adaugă subordonat duritatea, grosimea şi permiabilitatea acestora. Cele mai caracteristice forme de relief structural se întâlnesc în fostele bazine sedimentare rămase necutate sau slab deranjate, care ulterior au fost înălţate şi aduse la niveluri şi podişuri. Aşa sunt, spre exemplu, Podişul Moldovei, Podişul Transilvaniei, Podişul Getic. Urmează ca importanţă regiunile supuse unor cutări mai slabe (Subcarpaţii) unde cutele sunt dispuse în sinclinorii şi anticlinorii largi. Carpaţii prezintă condiţii mai puţin favorabile formării unor reliefuri structurale şi acestea, dacă apar, ocupă suprafeţe mai reduse. Totuşi, în arealul munţilor flişului se întâlnesc forme dintre cele mai caracteristice.

3.3.1. *Relieful structural din Podişul Moldovei*

Modul de dispunere a stratelor din cuvertura Platformei Moldoveneşti, sub formă de monoclin cu înclinări reduse de 7-8 m/km, pe direcţia NV-SE la care se adaugă intercalaţii de roci mai dure (calcare oolitice, gresii) prinse în complexul de marne, argile şi nisipuri prezintă condiţiile de bază care au determinat formarea celui mai tipic relief structural din România.

BCU ASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Problema reliefului structural de aici a fost abordată de mai mulți geomorfologi: M. David (1922, 1941), V. Tufescu (1937), C. Martiniuc (1963), V. Băcăuanu (1968), I. Hârjoabă (1968) ş.a.

Cuestele reprezintă formele structurale cele mai frecvente, în diferite grade de dezvoltare, fiind întâlnite în toate subunitățile podişului. Prezența lor a fost sesizată şi de Emm. de Martonne (1924), remarcându-le ca cel mai important element de relief. Aliniamentele pe care se dispun marile cueste se întâlnesc pe cele trei laturi ale Câmpiei Moldovei (fig. 3.17), formarea lor fiind favorizată de dominarea stratelor moi. Între aceste cueste se remarcă în primul rând râul Coasta Iaşilor sau Repedea care se extinde pe dreapta râului Bahlui, continuată cu afluentul Bahluieț (din zona de la Strunga până la Iași). Coasta Cotnari – Hârlău Botoşani. Coasta Ibăneştilor.

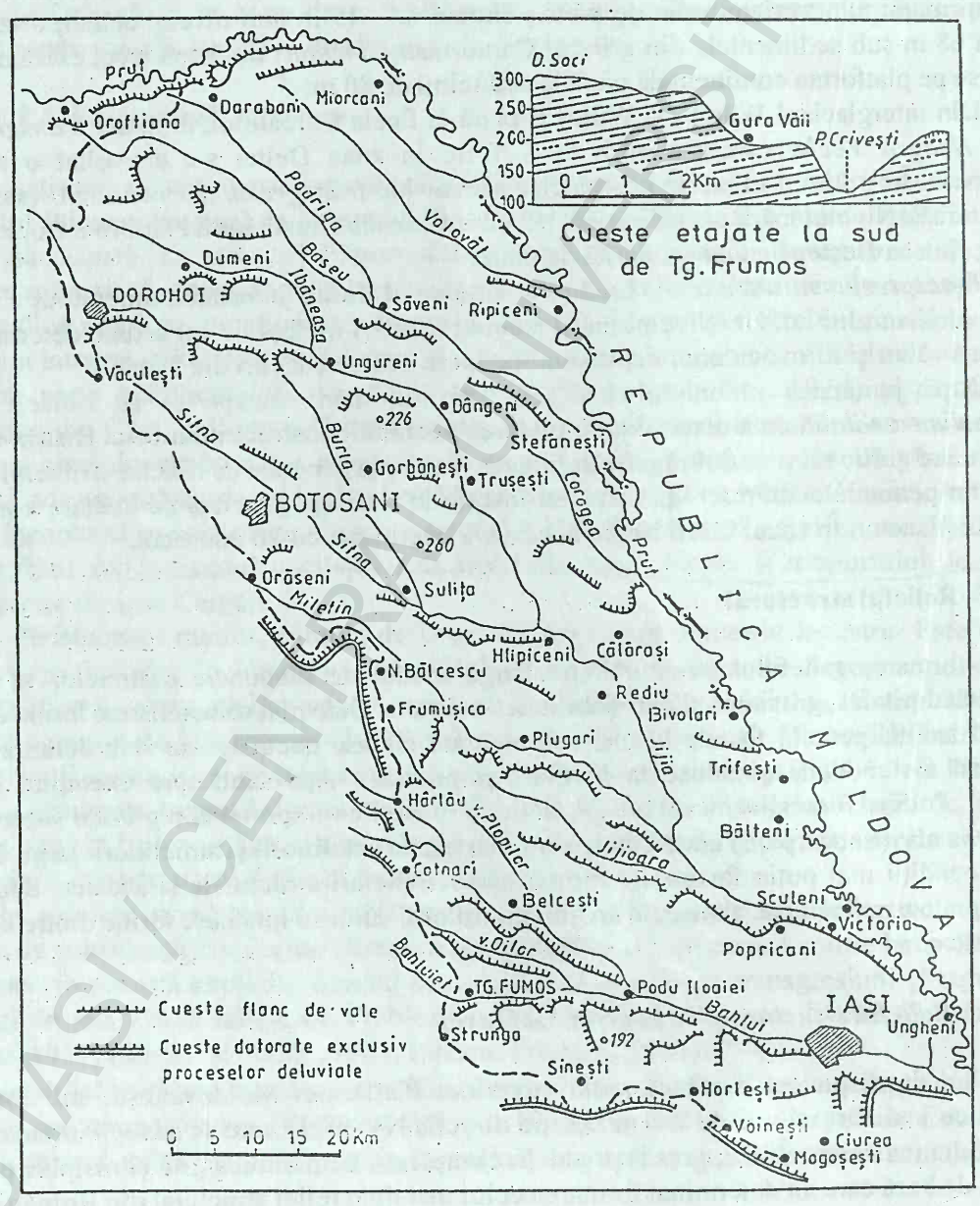


Fig. 3.17. Relieful structural din Câmpia Moldovei (V. Băcăuanu, 1968)

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În Podişul Bârladului reţin atenţia Coasta Bârladului şi Coasta Racovei. Toate acestea prezintă o energie de relief mare 100-300 m. Ca geneză cuestele au fost condiţionate de prezenţa bancurilor de gresii şi calcare oolitice, sarmatice, de înălţarea frontului, direcţia văilor, procesele de pantă care le-au sculptat. Pentru cuestele mai mari (Coasta laşilor), M. David (1921) a invocat şi ideea existenţei activităţii tectonice, dar cercetările geologice ulterioare au infirmat această idee. Reţin atenţia şi cuestele din Podişul Sucevei, unde în afara aliniamentului Hârlăului, se mai deosebeşte aliniamentul cuestiform de pe stânga Siretului şi care prezintă cumpăna apelor dintre Siret şi Prut.

Spinările cuestelor şi suprafeţele structurale formează, alături de **frontul cuestei**, al doilea element morfologic principal. Ele se suprapun în mare parte peste plăcile dure de gresii şi calcare sarmaţiene. De aceea, cele mai caracteristice şi extinse suprafeţe structurale se întâlnesc în Podişul Bârladului, Podişul Sucevei, Colinele Tutovei.

Văile structurale. Cele mai multe văi au caracter consecvent (resecvente). Dintre văile consecvente, afară de Prut (pe anumite porţiuni) sunt de semnalat Volovăţul, Başeul (cu excepţia unor sectoare) Jijia pe traseul Dângeni-Larga, Sitna, Burla (sectorul din amonte). În Podişul Bârladului: Bârladul avale de Negreşti, afluenţii de pe stânga Bârladului superior, majoritatea văilor din Colinele Tutovei. **Văile subsecvente** sunt cele mai caracteristice şi constituie elementul specific reliefului structural, cele mai tipice sunt: Bahluiul, Bârladul superior, Racova, Vaslui precum şi unele văi mai mici din Câmpia Moldovei. **Văile obsecvente** – sunt mai puţin dezvoltate dar destul de dese, îndeosebi pe Coasta laşilor (cu orientare de la sud spre nord).

3.3.2. *Relieful structural din Podişul Transilvaniei*

Este mult mai variat decât cel din Podişul Moldovei datorită structurilor de aici: monoclin, cute largi, domuri, cute diapire. Particularităţile structurale, combinate cu o litologie variată au determinat ca eroziunea diferenţială să creeze forme diverse sau combinate diferit de la un loc la altul. De aceea, în Podişul Transilvaniei se pot separa mai multe subunităţi.

Relieful structural din Podişul Someşan este cel mai reprezentativ din întregul bazin al Transilvaniei. A fost studiat de diverşi geografi între care: Emm. de Martonne (1924), V. Mihăilescu (1934, 1937), M. David (1945), Gr. Posea (1963), M. Savu (1963), I. Mac (1972) ş.a.

Este dominant relieful de cuestă cu tot complexul de forme ce-l însoţeşte. Cuestele sunt tot atât de specifice ca şi în Podişul Moldovei. Cele mai bine dezvoltate sunt cuestele care s-au format în stratele eocene dispuse între Cluj şi Huedin, apoi pe la est de Munţii Meseş, sud de Preluca şi Culmea Brezei, sud de Preluca spre zona Lăpuşului. Urmează ca importanţă cuestele dezvoltate la contactul Stratelor de Hida cu Oligocenul. După Posea şi colab. (1974) cea mai caracteristică zonă de cuestă o formează Depresiunea Huedin socotită din acest punct de vedere ca un tip regional aparte. Berindei (1962) descrie în bazinul Nadăşului relief de „butoniere".

Relieful structural din Podişul Târnavelor este de asemenea bine reprezentat. A fost descris de N. Josan (1979). Ca forme de relief sunt cuestele de pe dreapta Târnavelor, Secaşelor din lungul Mureşului şi Oltului, iar pe văile mai mici se întâlnesc cueste secundare (fig 3.18). Domurile constituie al doilea element structural (fig. 3.19) care au condus la formarea de cueste circulare cu aspect de butonieră (cueste faţă în faţă) şi îngustări de văi.

Relieful structural din Câmpia Transilvaniei este mai puţin important şi aceasta datorită dominării argilelor şi a marnelor care determină procese de versant. Apar, totuşi forme structurale în arealele unde se întâlnesc tufurile (de Dej şi de Hădăreni) şi plăci subţiri de gresie. Acestea formează polițe şi brâne cu aspect de cuestă.

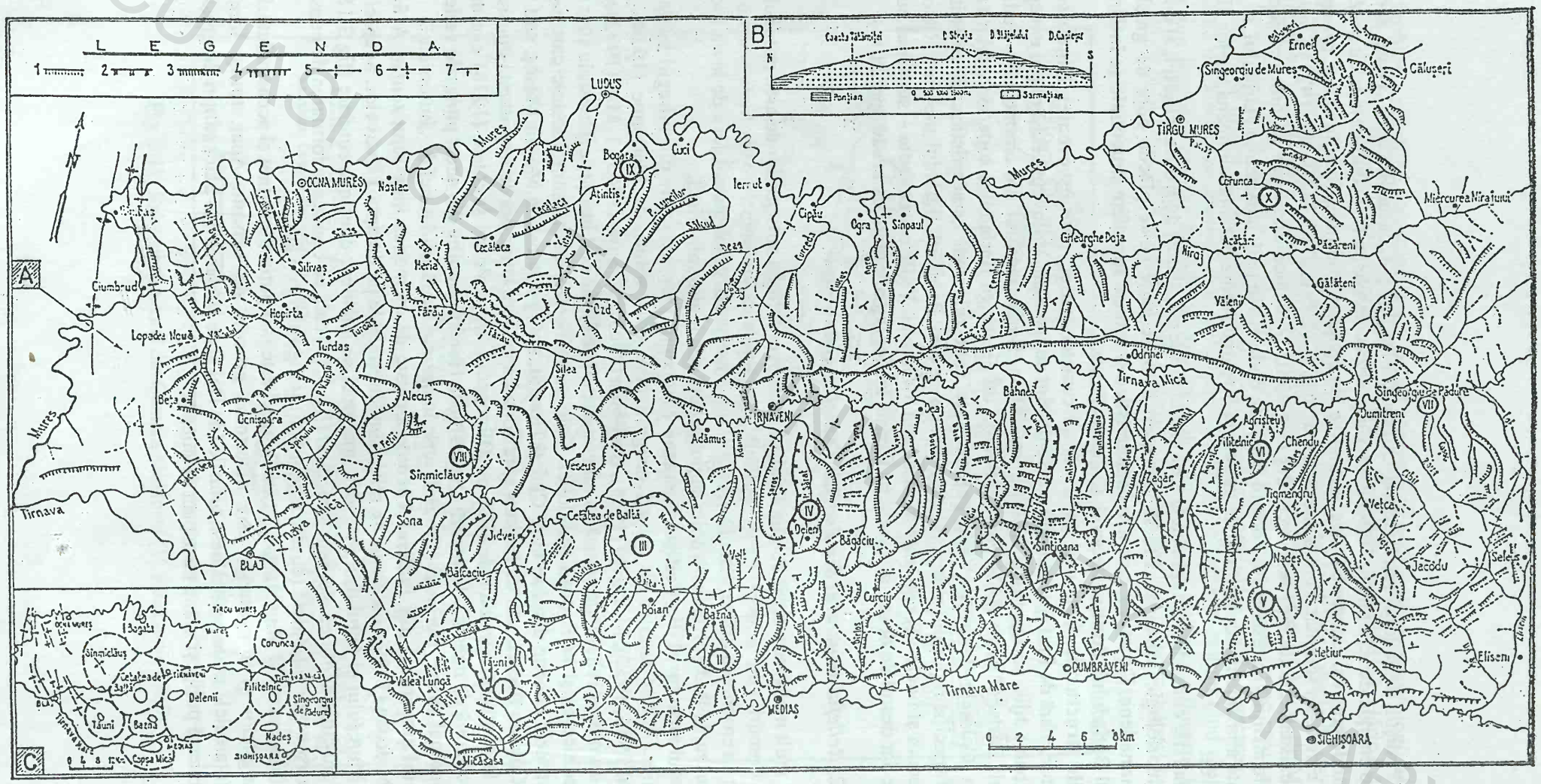


Fig. 3.18. Relieful de cueste din Dealurile Târnavei Mici (Josan, 1979). A. 1, cueste bine păstrate; 2, cueste festonate; 3, cueste fragmentate; 4, abrupturi de împingere; 5, anticlinale; 6, sinclinal; 7, înclinarea stratelor. B. Profil transversal prin zona centrala a domului Deleni. C. Schița tectinică a regiunii dintre Târnave.

BCU IAȘI - CENTRU DE CARTE RARĂ

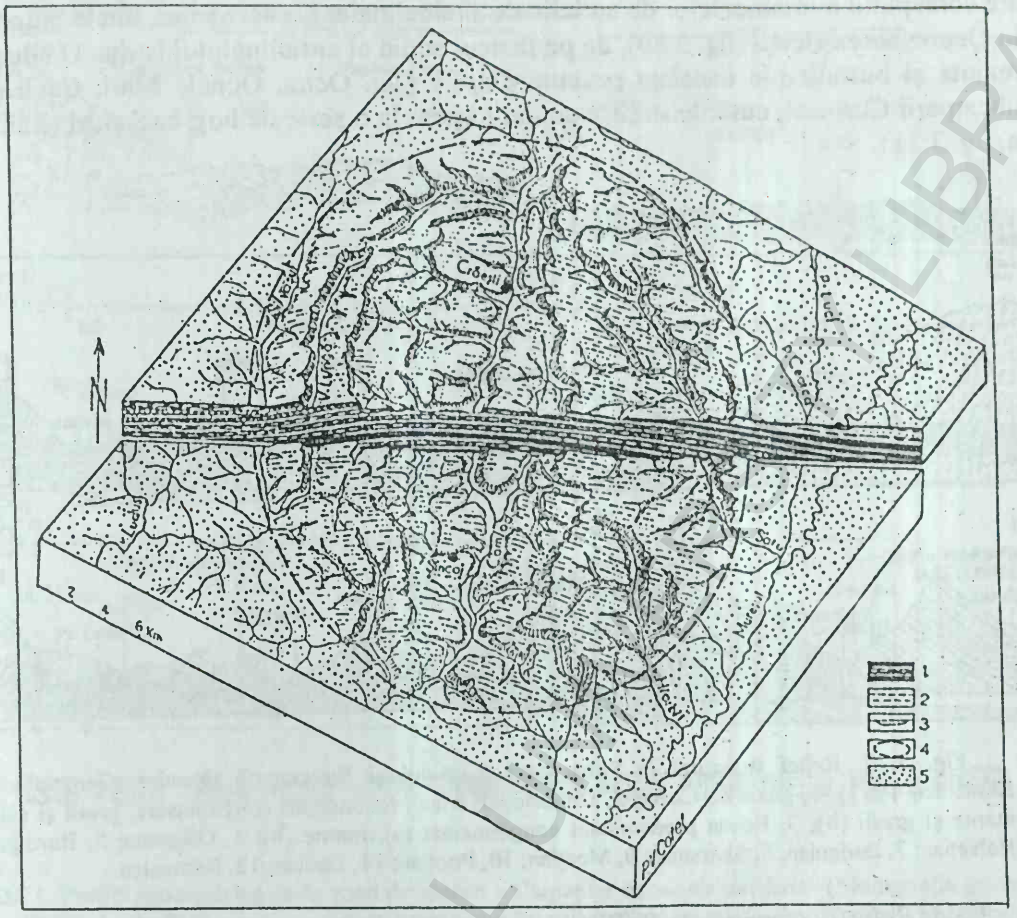


Fig. 3.19. Morfologia caracteristică domului Şincai din zona centrală a Bazinului Transilvaniei, cu relief de butonieră axială, flancată de cueste etajate (Coteţ, 1960): 1, Sarmaţian; 2, Ponţian; 3, Cuaternar; 4, conturul domului; 5, zona învecinată.

Relieful structural din Subcarpaţii Transilvaniei a fost descris de I. Mac (1972). Între formele structurale prezente sunt cuestele, abrupturile şi suprafeţele structurale. Cuestele majore se dispun în lungul principalelor aliniamente de cute. Totuşi domină cuestele subordonate. După forma de dispunere a frontului, autorul citat deosebeşte: cueste în arc, semicirculare, rectilinii şi unghiulare. Sistemul de cute a determinat şi formarea unor cueste „spate în spate" s-au dispuse „faţă în faţă". Suprafeţele structurale care formează spinări de cueste sunt impuse de rocile mai dure cum sunt aglomeratele vulcanice, conglomeratele sau gresiile şi nisipurile uşor cimentate sarmaţiene. Există şi inversiuni de relief cum ar fi cele două Homoroade care s-au adâncit în largi anticlinale marginale.

3.3.3. *Relieful structural din Subcarpaţi*

Relieful structural în Subcarpaţi se dezvoltă pe cele mai noi structuri cutate (fliş şi molasă, cele mai importante culoare depresionare corespund unor sinclinale sau unor arii depresionare subsidente Runcu, Polovragi-Horezu, Drajna-Chiojd, Cislău, Nişcov sau pe sinclinorii largi

BCU ASISTRAL LIBRARY

(Cracău-Bistrița, Tazlău-Caşin). Majoritatea acestor depresiuni sunt flancate de culmi deluroase care corespund aliniamentelor de anticlinale şi sinclinale. De asemenea, unele butoniere ca cele din Depresiunea Berca (fig. 3.20), de pe flancul sudic al anticlinalului Istrița. O situație aparte o prezintă şi butonierele instalate pe cute diapire (Tg. Ocna, Ocnele Mari, Cacica, Praid). În Subcarpații Curburii, cutările strânse au dat naştere la o serie de hog-backs-uri (Răiuțul, Pustiul ş.a, fig. 3.21).

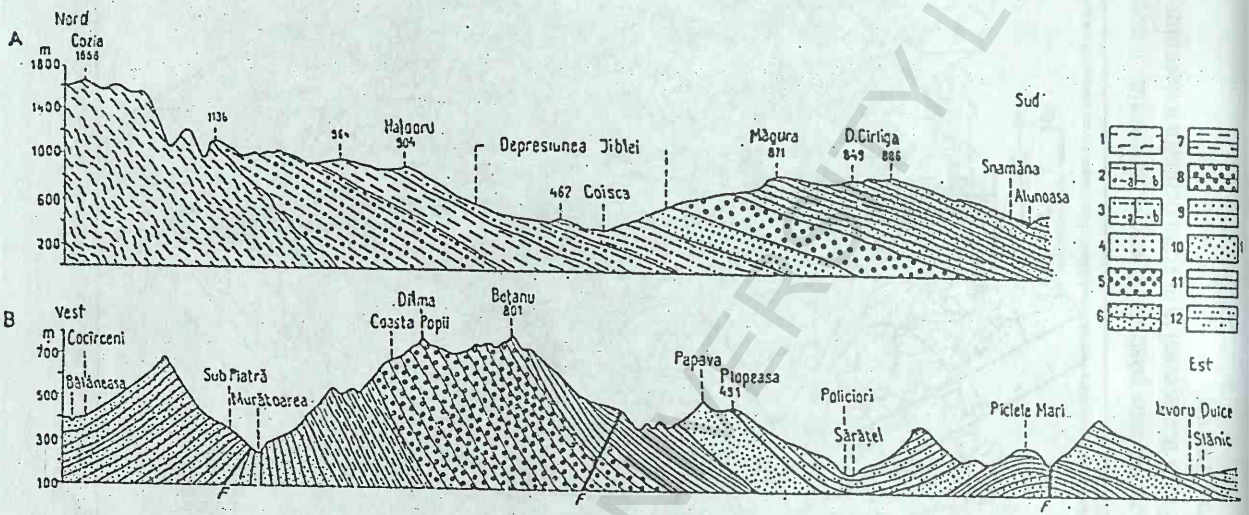


Fig. 3.20. Relief structural în Subcarpații Buzăului şi Subcarpații Olteniei (Geografia fizică a României, 1983): 1, gnais de Cozia; 2, Cretacic superior predominant conglomerate, gresii şi calcare (a) marne şi gresii (b); 3, Eocen predominant conglomerate (a), marne (b); 4, Oligocen; 5, Burdigalian; 6, Helvețian; 7, Badenian; 8, Sarmațian; 9, Meoțian; 10, Ponțian; 11, Dacian; 12, Romanian.

3.3.4. *Relieful structural din Piemontul Getic*

Piemontul Getic, prin poziția stratelor sub formă de monoclin spre sud şi mai ales pânza groasă a pietrişurilor de Cândeşti, are ca specific morfostructural o serie de abrupturi de tip cuestă, dezvoltate, cu precădere în bazinele superioare ale râurilor alohtone şi pe afluenții acestora. Este vorba, în general, de tipuri de cueste unghiulare orientate obişnuit spre nord.

3.3.5. *Relieful structural din Dobrogea*

Este sculptat într-un nivel de peneplenă care retează structuri diferite ca vârstă şi alcătuire. În **Munții Măcinului** ce corespund unui mare anticlinoriu, relieful structural este impus de rocile mai dure (granite, cuarțite) care formează cueste ce se impun față de rocile moi (relief apalaşian). În **Dealurile Tulcei**, peste fundamentul paleozoic (faliat şi scufundat) rocile triasice şi cele vulcanice au condiționat formarea unor măguri izolate (inselberguri).

În **Podişul Babadag**, care reprezintă un mare sinclinoriu cretacic, se întâlnesc aliniamente de cuestă şi depresiuni de ax de anticlinal, de flanc de sinclinal şi de contact. În **Podişul Casimcei** care reprezintă o pediplenă ce retează şisturile verzi, relieful structural apare numai pe fâşiile de calcare jurasice, ca forme caracteristice fiind sinclinalele suspendate, cuestele şi suprafețele structurale.

BCU CENTRALA UNIVERSITY LIBRARY

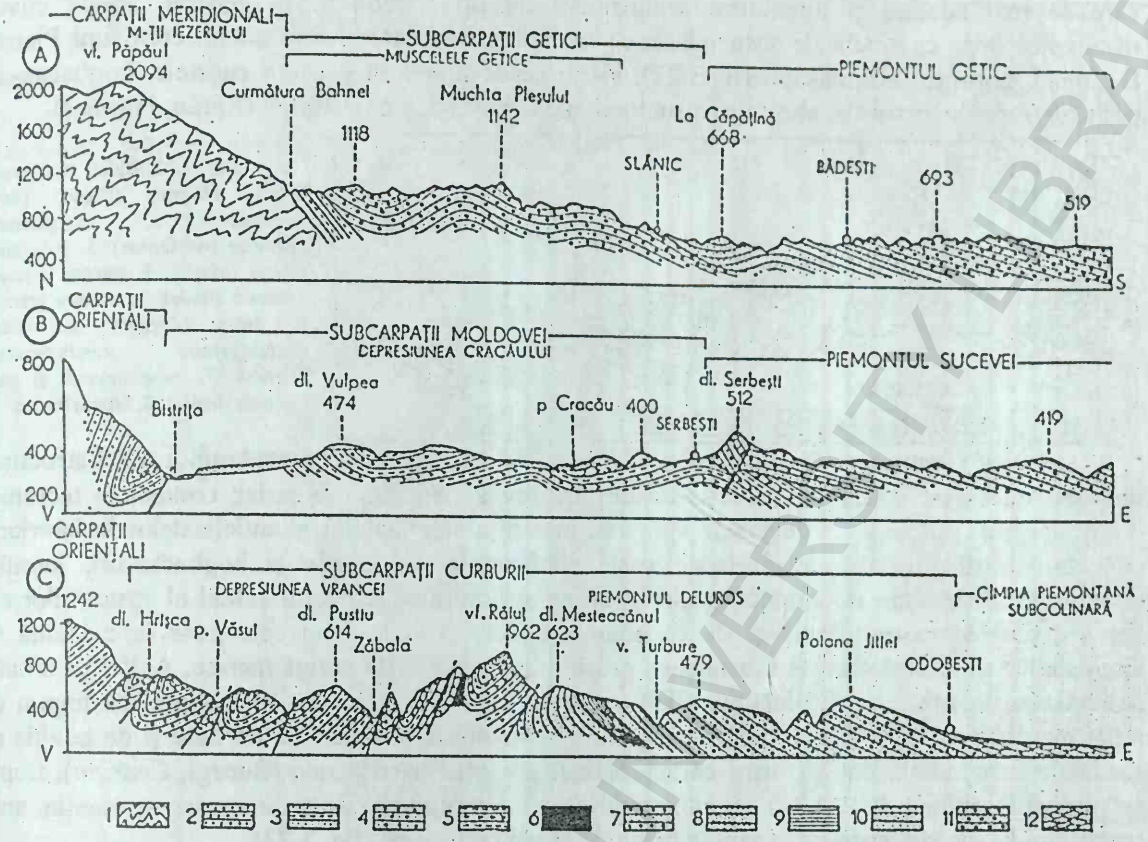


Fig. 3.21. Profile geomorfologice în zona de contact a Carpaţilor cu zonele periferice (Monografia geografică a României, 1960). A. Profil în zona de contact a masivului Iezerul cu Subcarpaţii Getici; B. Profil în Subcarpaţii şi Piemontul deluroa al Moldovei prin Depresiunea Cracău – Dl. Şerbeşti; C. Profil în Subcarpaţii de la Curbură şi zona piemontană: 1, şisturi critaline; 2, Eocen; 3, Oligocen ; 4, Burdigalian; 5, Badenian; 6,Masive de sare; 7, Sarmaţian; 8, Meoţian; 9, Ponţian; 10, Dacian; 11, Romanian; 12, Cuaternar.

În Dobrogea de sud, alcătuită din calcare sarmatice, peste care se dispun în mare parte depozite loessoide, relieful structural este reprezentat prin polițe structurale și trepte orientate în lungul văilor și în faleza Mării Negre.

3.3.6. *Relieful structural din Carpați*

Studiile efectuate asupra reliefului carpatic (Emm de Martonne, 1924; Gh. Niculescu, 1957, 1965; Valeria Velcea 1961; Gr. Posea 1962; Silvia Iancu 1970; I. Bojoi 1971; N. Barbu 1971; I. Ichim 1979; M. Ielenicz 1998) au evidențiat influența structurii în relieful Carpaților. Aspectele structurale diferă de la o ramură carpatică la alta, precum și de la un masiv la altul, la acestea contribuind în mare măsură și varietatea litologică.

Carpații Orientali și de curbură se caracterizează printr-un relief structural determinat de: prezența sinclinalului marginal; a flișului carpatic; a unității sedimentaro-eruptive, precum și a depresiunilor intramontane.

– *Sinclinalul marginal al cristalinului* este format dominant din calcare mezozoice, în petice izolate sau areale compacte, cu extindere din Obcina Lucina și până în Munții Hășmaș, la

care se mai adaugă şi umplutura sedimentară de tip wildflisch. În general, aceste cuvete mezozoice apar ca sinclinale suspendate, cu morfologie variată şi impozantă, cum sunt Pietrele Doamnei, abruptul Hăşmaşului (fig.3.22), şi forme de amănunt precum cuestele, hogbacks-uri, polițe şi trepte structurale, abrupturi structurale ce depăşesc uneori 200 m (Rarău, Hăşmaş).

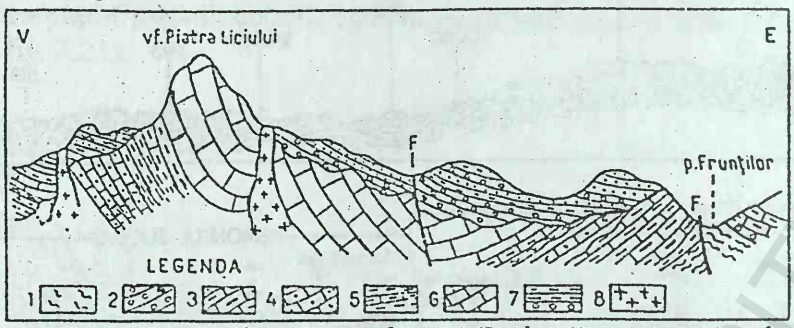


Fig. 3.22. Relief structural în Munţii Hăşmaş (Preda, 1969): 1,cristalin; 2, conglomerate cuarţitice (werfenian); 3, dolomite şi calcare (triasic); 4, calcare şi calcare grezoase (liasic); 5, calcare grezoase şi gresii (dogger); 6, calcare recifale(jurasic superior-cretacic inferior); 7, conglomerate şi gresii (cretacic mediu); 8, erupţii bazice.

– *Flişul Carpaţilor Orientali şi ai Curburii* se remarcă prin prezenţa unui relief structural deosebit de variat impus de: direcţia de desfăşurare a pânzelor de şariaj; contactele tectonice dintre acestea; cutele solzi deversate spre est, prezenţa sinclinalelor şi anticlinalelor în interiorul pânzelor. Între formele caracteristice sunt: aliniamente de cueste şi hogbacks-uri, înşeuări structurale, depresiuni de contact, polițe şi brâne structurale. Aspectul actual al structurilor din fliş a depins în mare măsură şi de rezistenţa rocilor, dovadă fiind cele puse în evidenţă de intercalaţiile de conglomerate sau uneori, gresii între pachete de conglomerate. Astfel de situaţii se întâlnesc în masivele Ceahlăului, Ciuncaş-Zagan, Bucegi, care pe lângă faptul că impun un relief mai înalt cu 300-700 m, faţă de regiunile limitrofe, determinat de duritate şi de poziţia de sinclinale suspendate, dau şi forme caracteristice: abrupturi structurale (Bucegi, Ceahlău), trepte cu turnuri marginale (fig. 3.24). În situaţia în care megaritmurile de sedimentare se menţin, apar succesiuni de cueste, cum este cazul în Muntele Dichiu (Bucegi) (fig. 3.23).

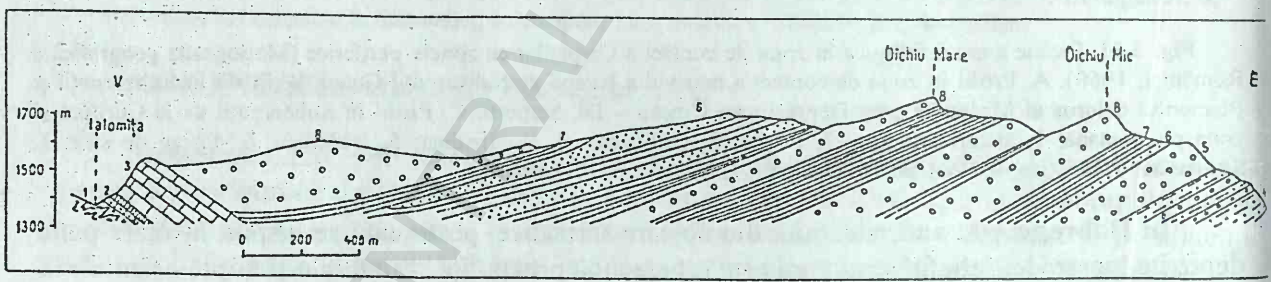


Fig. 3.23. Relief structural în Muntele Dichiu determinat de megaritmurile conglomeratelor (Patrulius, 1969): 1, şisturi cristaline; 2, jurasic mediu; 3, jurasic superior; 4, strate de Piscu cu Brazi; 5, conglomerate de Bucegi medii; 6, gresie de Babele; 7, gresie de Scropoasa-Lăptici; 8, conglomerate de Bucegi superioare.

– *Sedimentarul din Munţii Ţibles-Rodna-Bârgău; Depresiunea Maramureş*, prezintă unele asemănări cu flişul carpatic. Se deosebeşte de acesta prin prezenţa corpurilor subvulcanice (silluri, neck-uri, dyke-uri) care au deranjat puternic stratele sedimentare. Între formele structurale caracteristice reţinem: cuestele uneori etajate, sinclinalele suspendate (Podişul Zâmbroaiei din Munţii Bârgău); butonierele (Sângiorz-Băi).

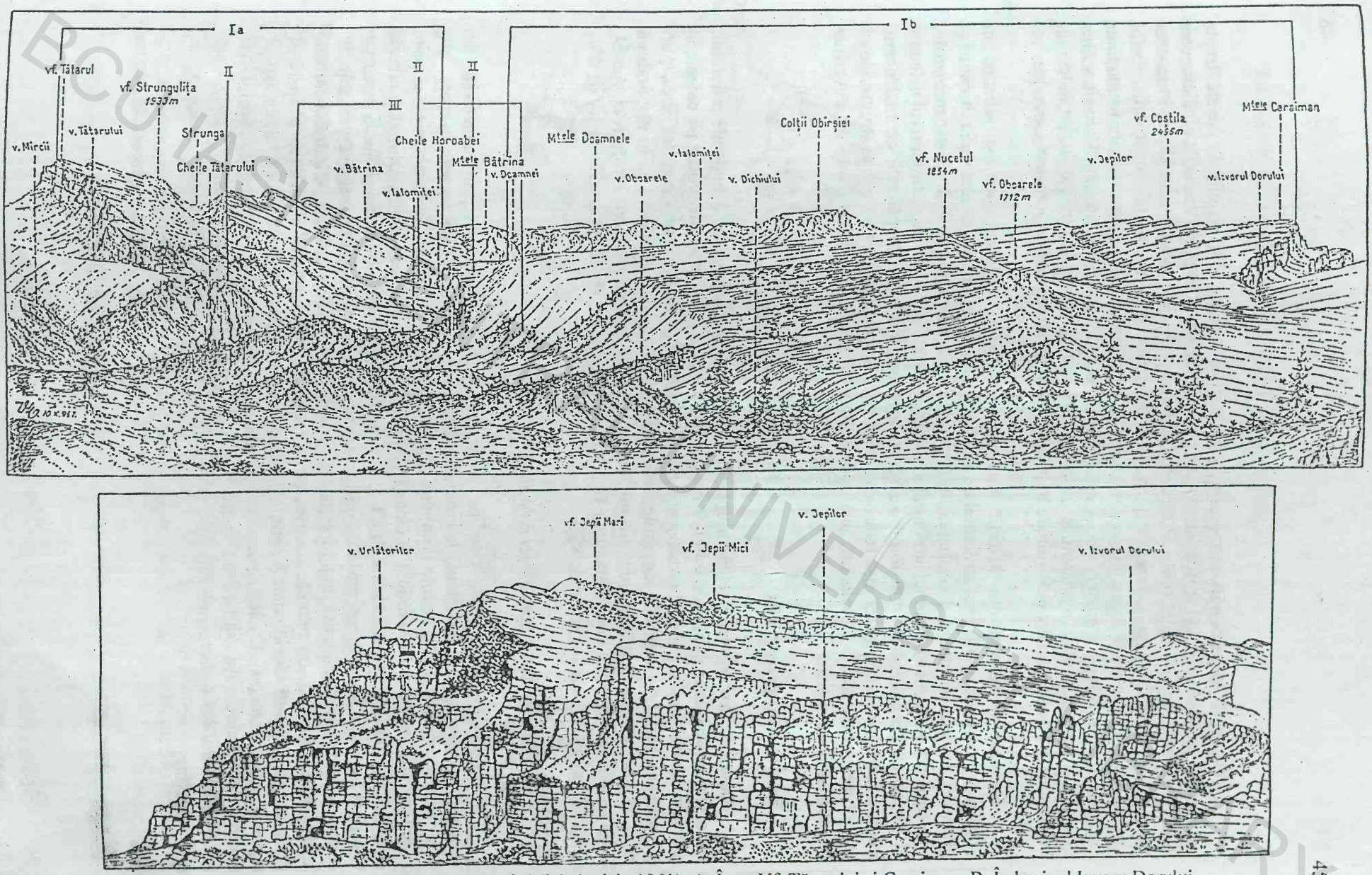


Fig. 3.24. Relief structural în Masivul Bucegi (Michalevich, 1961): A. Între Vf. Tătarului şi Caraiman; B. În bazinul Izvoru Dorului.

BCU Cluj / UNIVERSITY LIBRARY

În **Carpații Meridionali,** sistemul de cute largi se reflectă și în relief prin cueste, trepte structurale, hogbaks-uri, văi structurale. O caracteristică aparte o prezintă circurile glaciare, care funcție de înclinarea stratelor sunt: consecvente, subsecvente, obsecvente. Se întâlnesc îndeosebi în masivele înalte: Făgăraș, Iezer, Parâng, Retezat, Godeanu. În Munții Banatului, relieful structural s-a dezvoltat îndeosebi în sedimentarul de pe cristalin care se prezintă sub forma unor largi sinclinorii. Zonele caracteristice: Reșița-Moldova-Nouă; Svinița-Zvinecea; Cerna-Cazane. Formele structurale sunt reprezentate prin: cueste, hogbacks-uri, suprafețe structurale, văi structurale suspendate toate determinate în principal de calcarele triasice, jurasice, cretacice.

Relieful structural din Munții Apuseni. Principalul element care s-a reflectat în configurația actuală a reliefului structural de aici l-a constituit fragmentarea tectonică (horsturi și grabene), la care se adaugă diversitatea litologică (cristalin cu petice de sedimentar mezozoic, fliș, structuri vulcanice). Relieful structural de amănunt este determinat de sedimentarul calcaros al formațiunii mezozoice. Între forme se remarcă abrupturile date de pânzele de încălecare, martori structurali, văile structurale (subsecvente, consecvente, obsecvente), creste structurale cu aspect de cuestă sau hogbacks-uri, chei epigenetice și antecedente, favorizate de cuvertura badeniană și sarmațiană.

3.4. Relieful petrografic

Natura rocilor reprezintă elementul de bază în conturarea aspectelor actuale ale reliefului. De aceea se deosebesc tipuri de relief dezvoltat pe: roci cristaline, relief dezvoltat pe calcare și alte roci carstificabile; relief pe gresii și conglomerate, relief pe marne și argile, relief pe nisipuri și pietrișuri, relief pe depozite loessoide, relief vulcanic. Se poate considera că în răspândirea reliefului de pe teritoriul României, un rol important îl au răspândirea tipurilor de roci. Astfel, dacă rocile metamorfice reprezintă circa 10% din teritoriul țării, iar cele eruptive în jur de 5%, celor sedimentare le revin restul de 85%.

3.4.1. *Relieful dezvoltat pe roci cristaline*

Relieful dezvoltat pe roci cristaline se impune în peisaj îndeosebi prin caracteristicile fizico-mecanice ale rocii (rezistență la eroziune, duritate, masivitate). Este prezent în toate cele trei ramuri carpatice, unde devine dominant față de alte tipuri de relief. Se caracterizează prin culmi greoaie, cu dominarea reliefului cu aspect de cupolă al masivelor, formă prelungă și relativ domoală a culmilor. Rezistența rocilor față de eroziune, impermeabilitatea și masivitatea au favorizat formarea unor noduri orohidrografice fragmentate în culmi pe care se păstrează urmele suprafețelor de nivelare ciclică, mai bine păstrate în masivele Godeanu, Țarcu, Cindrel-Șureanu, Iezer-Păpușa, Leaota. În anumite masive, pe aceste roci s-a suprapus modelarea glaciară și periglaciară (Carpații Meridionali, Carpații Orientali) care a dus la formarea unui relief cu aspect alpin (Făgăraș, Retezat). Caracteristice sunt și văile puternic adâncite, cu versanți repezi, chiar abrupți, cu numeroase ruperi de pantă, care reprezintă adevărate defilee. Cele mai reprezentativew văi transversale carpatice (Dunărea, Jiul, Oltul) sunt sculptate cu precădere în roci cristaline.

BCU "ALEXANDRU IOAN CUZA" UNIVERSITY LIBRARY

3.4.2. *Relieful dezvoltat pe calcare şi alte roci solubile*

Relieful pe calcare se impune sub două aspecte: litologic prin duritate, formând culmi şi abrupturi impozante (a se vedea şi fig. 3.32) şi prin caracterul de rocă solubilă, ceea ce determină formarea reliefului carstic. În categoria rocilor carstificabile se include, în principal, calcarele, dolomitele, travertinurile, gipsurile, anhidritele, sarea gemă. Acestea constituie rocile de precipitaţie şi se întind pe un areal de 4752 km^2 (2% din suprafaţa ţării) (fig. 3.25). Se adaugă şi rocile clastice (conglomerate formate din elemente calcaroase şi (sau ciment calcaros, piroclastitele, loessul şi alte roci care conţin minerale solubile) ce ocupă o suprafaţă de 44775 km^2, reprezentând 18% din suprafaţa ţării (tabel 3.1).

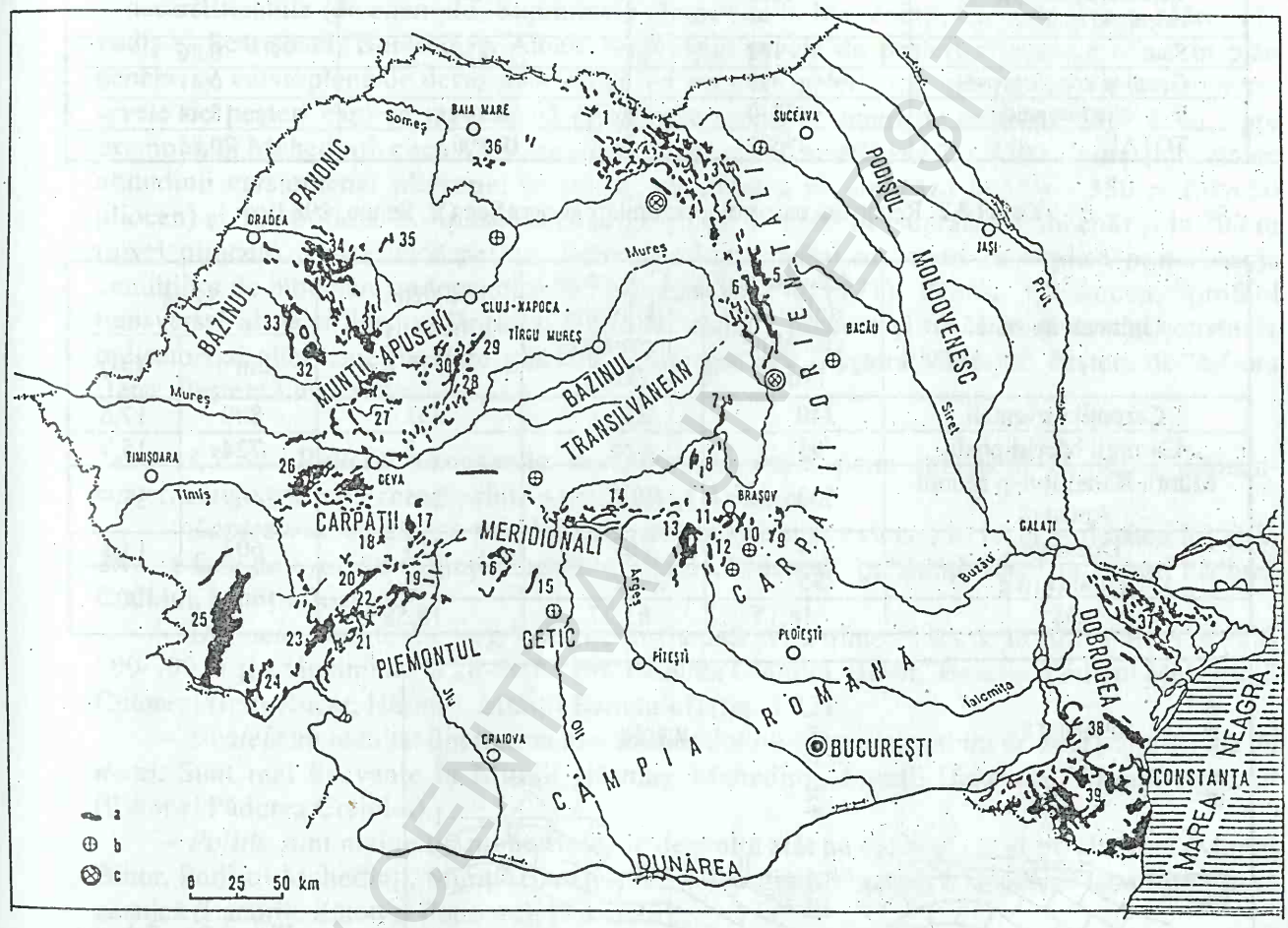


Fig. 3.25. Răspândirea formaţiunilor carstificabile în România (Bleahu et al., 1976): 1, Mţii Maramureşului; 2, Mţii Rodnei; 3, Masivul Rarău; 4, Mţii Giurgeului; 5, Masivul Giurgeului; 6, Masivul Hăşmaş; 7, Bazinul văii Vârghiş; 8, Mţii Perşani; 9, Masivul Ciucaş; 10, Masivul Piatra Mare; 11, Masivul Postăvarul; 12, Masivul Bucegi; 13, Masivul Piatra Craiului şi zona Dâmbovicioarei; 14, Mţii Făgăraş; 15,Masivul Vânturariţa-Buila;16,Mţii Lotrului şi Căpăţânei; 17, Mţii Sebeşului; 18,Mţii Retezat; 19, Mţii Vâlcan; 20,Culoarul Cerna-Jiul de Vest; 21, Podişul Mehedinţi; 22, Mţii Mehedinţi; 23, Mţii Cernei; 24, Munţii Almăj; 25, Mţii Banatului; 26, Mţii Poiana Ruscă; 27, Mţii Metaliferi; 28, Mţii Trascău; 29, zona Cheile Turzii; 30, Mţii Gilău; 31, Mţii Bihorului; 32, Munţii Moma; 33, Mţii Codru; 34, Mţii Pădurea Craiului; 35, Mţii Mezeş; 36, Masivul Preluca; 37, Dobrogea de Nord; 38, Dobrogea Centrală; 39, Dobrogea de Sud.

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Repartiția calcarelor pe unități geografice (tabel 3.2) arată că cea mai mare suprafață este în Munții Apuseni (2467 km^2, reprezentând 53,6%), urmează Carpații Orientali (809 km^2), Carpații Meridionali, Dobrogea, Munții Apuseni. Relieful carstic a constituit obiect de studiu pentru diverși geografi și geologi, între care menționează pe Sencu (1968, 1977, 1983), Bojoi (1970), Rusu (1971, 1988), M. Bleahu (1972), Cocean (2000).

Tabel 3.1. Repartiția suprafețelor cu roci clastice și clastocarstice (V. Sencu, 1983)

Tipul de rocă	Suprafața ocupată km^2	Procente din suprafața rocilor carstice	Procente din suprafața țării
Calcare, dolomite, calcare cristaline	4602	9,29	1,94
Sare	150	0,30	0,06
Gresii și conglomerate	975	1,97	0,41
Depozite loessoide	43840	88,44	18,44
TOTAL	49527	100,00	20,85

Tabel 3.2. Repartiția calcarelor pe unități geografice (V. Sencu, 1983)

Unitatea de relief	Calcare și dolomite cristaline (km^2)	Calcare și dolomite mezozoice (km^2)	Calcare neozoice (km^2)	Total	
				(km^2)	(%)
Carpații Orientali	240	237	332	809	17,6
Carpații Meridionali	95	626	3	724	15,7
Munții Banatului și Munții Apuseni	500	1762	205	2467	53,6
Dobrogea	-	267	315	602	13,1
Total (km^2)	835	2912	855	-	100
%	18,15	63,27	18,58		

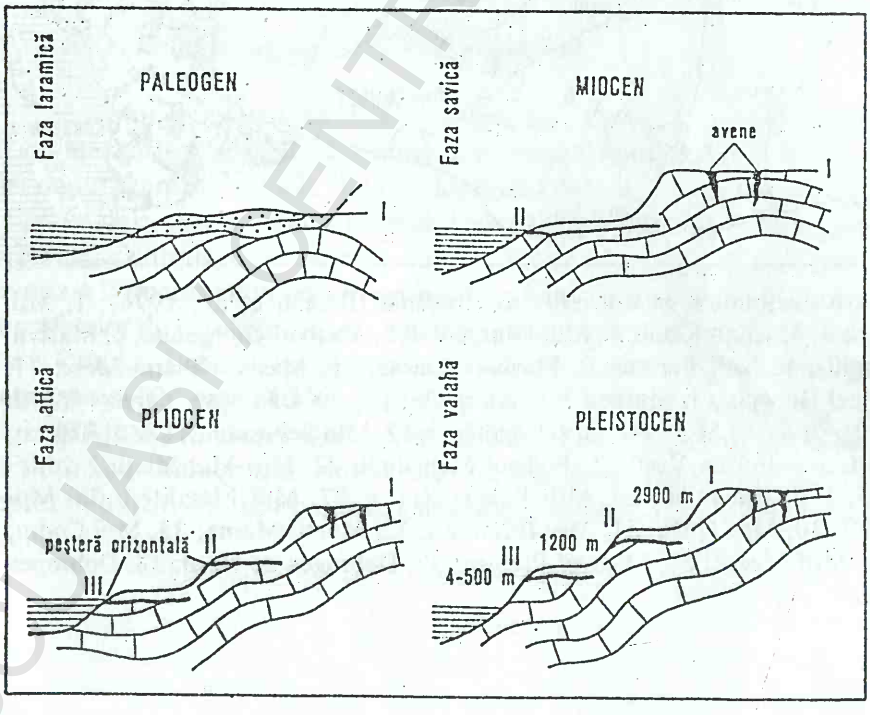


Fig. 3.26. Schema fazelor de evoluție a carstoplenelor și a peșterilor din Carpați (Bleahu, 1976).

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Relieful dezvoltat pe calcare şi dolomite se întâlneşte îndeosebi în Carpaţi şi apoi în Dobrogea. În categoria calcarelor, cele mai mari suprafeţe sunt ocupate de calcare triasice, jurasice şi cretacic inferioare, la care se adaugă un procent mai redus de calcare cristaline (paleozoice), îndeosebi, în Carpaţi, calcarele eocene şi sarmaţiene, în Dobrogea. Relieful carstic actual este rezultatul unei modelări începute spre finele Triasicului (Cocean, 1974). Formelor de castificare le corespund în Carpaţi, carstoplenele (fig. 3.26) care sunt sincrone suprafeţelor de nivelare, nivele de peşteri cu dezvoltare orizontală şi anumite trăsături ale galeriilor (M. Bleahu şi colab., 1976).

Pentru fazele din etapa neozoică s-au adus argumente de ordin morfologic (Bleahu, 1971; Bleahu şi colab. 1976) precum: suprafeţele de nivelare care retează deopotrivă roci carstificabile şi necarstificabile (de exemplu, Suprafeţele Gornovița în Mehedinţi, Caraş în Banat, Mărişel în Padiş şi Scărişoara, Borăscu în Albele-Iorgovanu; nivele de peşteri orizontale aflate în plan general al carstoplenelor dezvoltate odată cu acestea, galerii rotunjite, canale anastomozate, nivele de peşteri care se racordează cu diferite terase şi umeri de eroziune (fig. 3.26). Spre exemplu, în Mehedinţi, circa 85% din nivelele de peşteri se află la 400 - 450 m, corespunzătoare altitudinii carstoplenei pliocene; în Banat, majoritatea se grupează la 450 - 550 m (nivelul pliocen) şi 300-350 m; în Apuseni ele se grupează la 1200 m (suprafaţa miocenă) şi la 700 m (nivel pliocen). Lipsa unor peşteri orizontale la altitudini mai mari se explică prin absenţa condiţiilor de modelare endocarstică în Paleogen (Bleahu, 1971). Pentru Pleistocen, profilul transversal al galeriilor, cu lărgiri şi îngustări etajate, precum şi nivelele de terase constituie indicatori ai alternanţei de faze glaciare şi interglaciare (Peştera Vântului, Peştera de la Gura Barsa, Peştera Lumea Pierdută ş.a.).

3.5.2.1. **Relieful exocarstic** reprezintă în mare parte rezultatul evoluţiei pliocen-cuaternare şi este reprezentat printr-o gamă largă de forme.

– *Lapiezurile* se găsesc pe platourile calcaroase mai extinse, în toată varietatea lor şi în diverse faze de evoluţie (Munţii Banatului, Podişul Mehedinţi, Munţii Hăşmaş, Bihor, Pădurea Craiului, Munţii Bucegi).

– *Dolinele*, sunt forme larg întâlnite în Carpaţi şi cu dimensiuni de la câţiva metri până la 200-300 m şi adâncimi de la 20-50 m. (M. Pădurea Craiului, Bihor, Trascău, Podişul Mehedinţi, Culoarul Bran-Rucăr, Hăşmaş, Munţii Banatului) (fig. 3.27).

– *Uvalele* au rezultat din unirea mai multor doline şi cu dimensiuni de zeci până la sute de metri. Sunt mai frecvente în Munţii Hăşmaş, Mehedinţi, Munţii Banatului, Munţii Apuseni (Bihor şi Pădurea Craiului).

– *Poliile* sunt mai puţin numeroase, se dezvoltă atât pe calcare, cât şi pe alte roci (Munţii Bihor, Podişul Mehedinţi, Munţii Banatului). Poliile din Mehedinţi adăpostesc lacuri de natură carstică (Lacurile Zăton şi Ponoare); (fig. 3.28).

Văile carstice oarbe. Se dezvoltă atât pe calcare, cât şi pe alte roci carstificabile. Sunt larg răspândite în Munţii Apuseni (Munţii Bihorului, Munţii Trascăului), Munţii Banatului (bazinele râurilor Caraş, Nera, Miniş).

Văile în chei sunt frecvent întâlnite în zonele carstice, impresionând prin îngustime, abruptul pereţilor. Cele mai multe văi în chei se întâlnesc în Munţii Apuseni (Bihor, Pădurea Craiului, Munţii Trascăului). Numai în Munţii Trascăului sunt 20 sectoare de chei. Nu lipsesc nici în celelalte unităţi montane. În Carpaţii Orientali sunt renumite cheile din Masivul Hăşmaşului (Bicaz, Bicăjel); în Carpaţii Curburii (cheile din bazinele Ialomiţei, Dâmboviţei); în

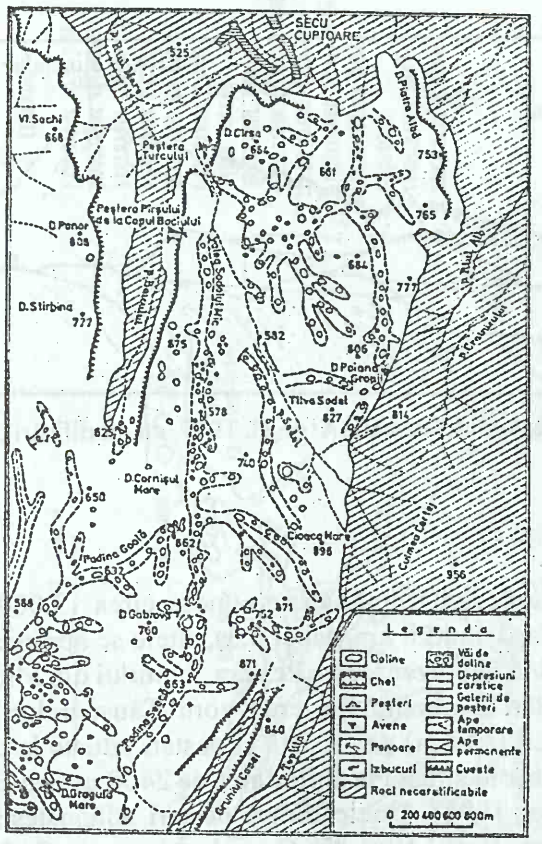
Carpații Meridionali (cheile de pe flancul sudic al Munților Căpățânii și Parângului, Munții Mehedinți). Cel mai lung sector de chei sunt cheile Nerei (22 km) (fig. 3.29).

Tabel 3.3. Peșteri ce depășesc 2000 m (Bleahu și colab. ,1976, cu modificări)

Nr.crt.	Denumirea	Unitatea de relief în care se găsește	Lungimea m
1	P. Vântului	Munții Pădurea Craiului	48.500*
2	P. Humpleu-Poienița	Munții Bihor	39.000*
3	P. din Pârâul Hodobani	Podișul Mehedinți	22.000*
4	P. Topolnița	Podișul Mehedinți	20.500*
5	P. Valea Rea	Munții Bihor	18.500*
6	P. Izvoru Tăușoarelor	Munții Rodnei	17.000*
7	P. Neagră-Zăpodie	Munții Bihor	12.048
8	P. Polovragi	Munții Căpățînii	9.100
9	P. Ponorici Cioclovina	Munții Sebeșului	7.890
10	P. Rătei	Masivul Leaota	5.160
11	P. Bulba	Podișul Mehedinți	4.860
12	P. Meziad	Munții Pădurea Craiului	4.750
13	P. Sura Mare	Munții Sebeșului	4.500
14	P. cu Apă de la Bulz	Munții Pădurea Craiului	4.500
15	P. Coiba Mare	Munții Bihor	4.447
16	P. Comarnic	Munții Aninei	4.040
17	P. Limanu	Dobrogea	3.640
18	P. lui Epuran	Podișul Mehedinți	3.604
19	P. Muierii	Munții Parîng	3.566
20	P. de la Fîntîna Roșie	Munții Bihor	3.550
21	P. Buhui	Munții Aninei	3.217
22	P. Osoi	Munții Pădurea Craiului	3.139
23	P. Ghețarul de la Barsa	Munții Bihor	2.750
24	Av. Din Șesuri	Munții Bihor	2.500
25	Rețeaua Lumea Pierdută	Munții Bihor	2.437
26	P. de la Rîpa Vînătă	Munții Vîlcan	2.420
27	P. Vîrfurașul	Munții Vlădeasa	2.420
28	P. de la Gălășeni	Munții Pădurea Craiului	2.357
29	P. Bonchii	Munții Pădurea Craiului	2.300
30	P. Martel	Munții Mehedinți	2.200
31	P. Lazului	Munții Mehedinți	2.200
32	P. din Dealu Curecea	Podișul Mehedinți	2.200
33	P. de la Secătura	Munții Bihor	2.100
34	Huda lui Păpară	Munții Trascău	2022
35	Cetățile Ponorului	Munții Bihor	2.000

* după B. Onac (2000)

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY



Fig, 3.27 . Văi de doline aliniate în direcţia principală structurală a sinclinalului Reşiţa – Moldova Nouă (Sencu, 1970).

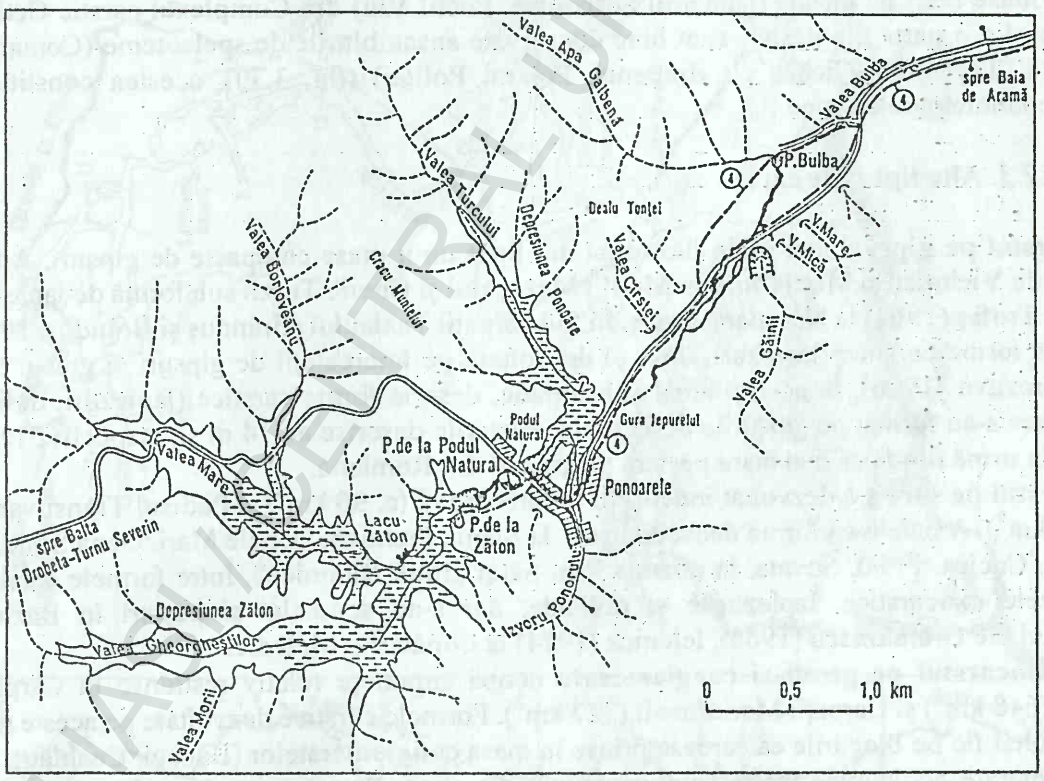


Fig. 3.28. Schiţa complexului carstic de la Ponoarele (Bleahu şi colab., 1976).

BCU ALBA IULIA CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

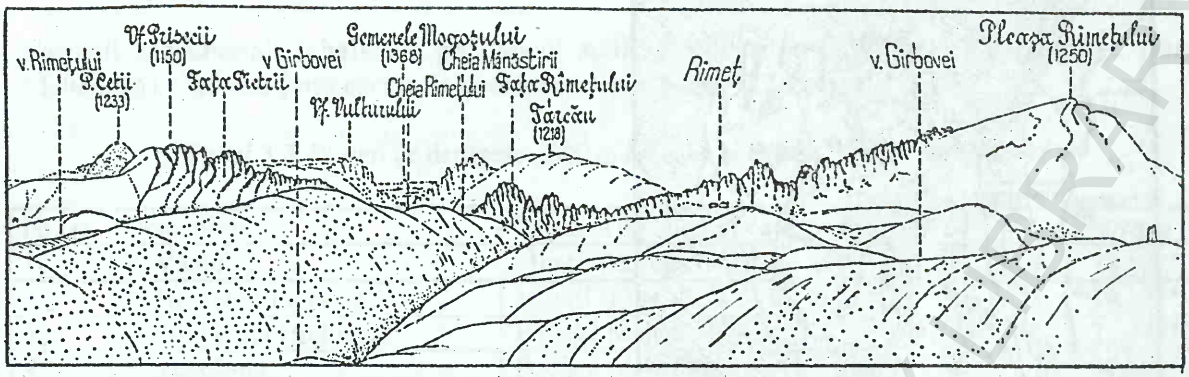


Fig. 3.29. Relief pe calcare în partea centrală a Masivului Trascău (Argeşel, 1977, cu modificări).

3.4.2.2. Relieful endocarstic

Este reprezentat prin peşteri şi avene. Pe teritoriul României se cunosc circa 13.000 de peşteri şi avene. Unele peşteri au lungimi mari, depăşind 20 km (tabel 3.3), altele se apropie de aceste valori. Cea mai lungă peşteră, cunoscută până în prezent, este Peştera Vântului din Munţii Pădurea Craiului (48,5 km). Cele mai mari denivelări le prezintă Peştera Izvorul Tăuşoarelor, din Munţii Rodnei, (461 m), Avenul din Stanul Foncii (339 m) ş.a. Există şi peşteri situate la cele mai mari altitudini în Masivul Bucegi : Peştera Bucşoiu situată la altitudinea de 2408 m şi avenul de sub Babele de 2020 m (Giurgiu, Vlădulescu, 1998). Unele dintre peşteri adăpostesc în subteran mase mari de gheaţă (Gheţarul Scărişoara, Focul Viu) din Complexul carstic Cetăţile Ponorului. La o parte din peşteri sunt bine conservate ansamblurile de speleoteme (Comarnic, Cioclovna, Topolniţa, Cioaca cu Brebenei, Pojarul Poliţei) (fig. 3.30), acestea constituind adevărate laboratoare carstice.

3.4.2.3. Alte tipuri de carst

Carstul pe gipsuri mai puţin dezvoltat din lipsa unor mase compacte de gipsuri. A fost semnalat de Viehman şi Mac (1966) în Munţii Mezeşului şi Cheile Turzii sub formă de lapiezuri şi doline, Trufaş (1963) la Nucşoara-Argeş. În Subcarpaţii Tazlăului (Brânduş şi Brânduş, 1973) au descris forme carstice (lapiezuri, doline) dezvoltate pe intercalaţii de gipsuri şi gresii. Mai recent, Grozavu (1990), în acelaşi areal subcarpatic, descrie forme carstice (lapiezuri, doline, peşteri) care s-au format pe gipsurile de Perchiu. Peşterile descrise au 14 m şi, respectiv, 30 m, aceasta din urmă fiind cea mai mare peşteră pe gipsuri din România.

Carstul pe sare s-a dezvoltat îndeosebi în Subcarpaţi (c. 90 km^2) şi Podişul Transilvaniei (circa 60 km^2). Arealele cu forme deosebite sunt la Slănic Prahova, Ocnele Mari, Ocna Sibiului, Tg. Ocna, Cacica, Praid, Sovata, la obârşia Rm. Sărat „Între Râmnice". Între formele carstice domină cele exocarstice, lapiezurile şi dolinele, dar s-au semnalat şi peşteri în Bazinul Râmnicului, de Grumăzescu (1960), Ielenicz (1974) la Lopătari – Meledic.

Clastocarstul pe gresii şi conglomerate ocupă suprafeţe relativ restrânse în Carpaţii Orientali (648 km^2) şi Carpaţii Meridionali (327 km^2). Formele carstice dezvoltate pe aceste roci s-au dezvoltat fie pe blocurile calcaroase prinse în masa conglomeratelor (Bucegi, Ceahlău), fie pe conglomerate, acolo unde acestea sunt constituite din elemente calcaroase sau prezintă ciment calcaros. Între formele carstice sunt semnalate lapiezurile, dolinele iar în Munţii Bucegi există Peştera Bucşoiu, lungă de 136 m, situată la cea mai mare înălţime din ţară (2408 m).

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

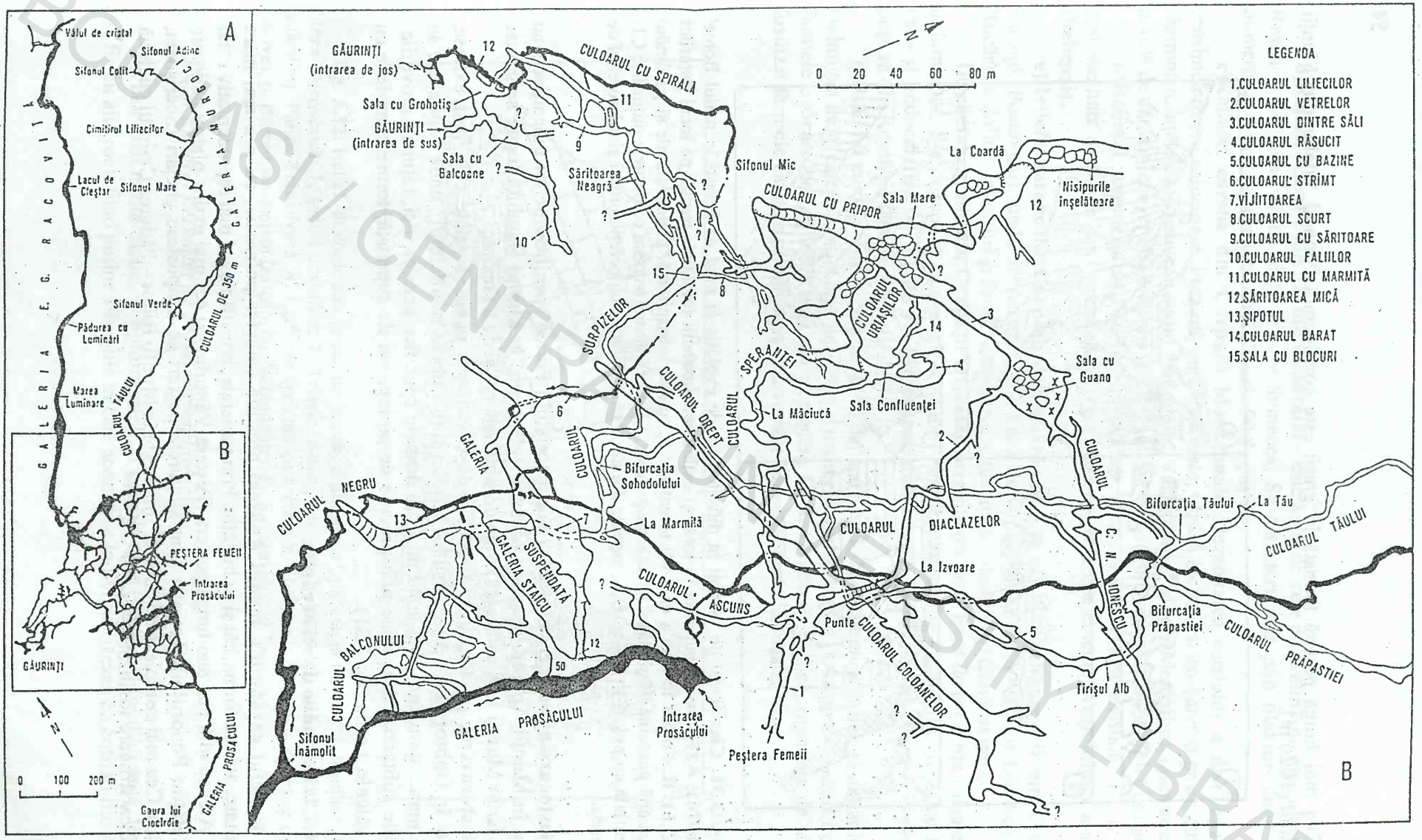


Fig.3.30. Peștera Topolnița (după V. Decu și M. Bleahu, 1967, completată de I. Povară și G. Diaconu, 1976): A. Planul schematic al rețelei de galerii: B. Planul zonei centrale.

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Cea mai lungă peşteră formată în gresii este considerată Ponorul Vitelor din Munţii Ţibleşului (1020 m).

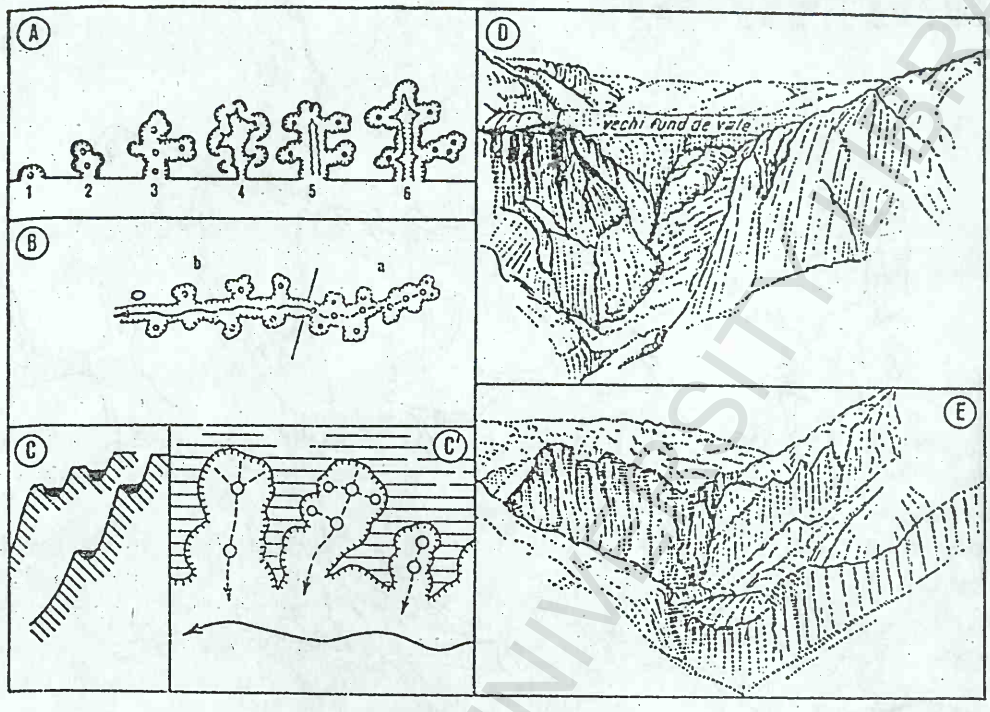


Fig. 3.31. Clastocarst de versant în diferite faze de evoluţie la nord de Feteşti în malul Borcei (Coteţ, 1976): A. Formarea puţurilor în loess şi extinderea eroziunii torenţiale treptat pe locul puţurilor (1,2,3,4,5,6); B. Forma în plan a unei văi torenţiale; a, cu apă intermitentă, puţuri laterale şi pe fundul văii; b, cu apă permanentă şi puţuri laterale suspendate; C, profilul unui versant cu treptele puţurilor; C1, vale torenţială cu puţuri în talveg; D,E. aspecte din două văi torenţiale cu pereţi abrupţi şi microrelief de tip badlands.

Clastocarstul pe roci vulcanice (vulcanocarstul). Forme specifice rocilor vulcanice s-au semnalat în Munţii Apuseni (Barza – Musariu – Bucium) în Munţii Harghita (unde se găsesc doline), iar în Munţii Călimani, atât forme de suprafaţă cât şi de adâncime.

Clastocarstul pe loessuri. Acest tip de clastocarst ocupă arealele cele mai extinse, îndeosebi în Dobrogea, Bărăgan şi sudul Moldovei (Câmpia Covurluiului), unde depozitele au grosime mare, ajungând până la 40 m. Între formele specifice acestor roci, reţinem crovurile-polii, văile subterane dezvoltate prin procese de piping, văi de suprafaţă, forme complexe cu găvane, vâlcele, hrube (fig. 3.31).

3.4.2.4. Regiunile de relief carstic

a) **Relieful carstic din munţii Apuseni** prezintă caracter policiclic, cu cea mai mare complexitate, atât ca forme, cât şi ca bogăţie. Prin varietate, constituie cel mai reprezentativ carst din ţară. Aici se află cea mai lungă peşteră (Peştera Vântului) şi cel mai extins platou endoreic (Padiş-Cetăţile Ponorului). Tot aici sunt singurele peşteri ce adăpostesc gheţari (Scărişoara, Focul Viu). Cea mai complexă evoluţie se întâlneşte în Munţii Bihor – Pădurea Craiului cu două nivele de carstificare fosilizate.

b)Relieful carstic din Munţii Banatului – este legat de cele două aliniamente calcaroase: Reşiţa – Moldova Nouă şi Svinița – Svinecea. Se caracterizează prin platouri carstice cu numeroase forme exocarstice, chei şi peste 90 de peşteri.

c)Relieful carstic din Carpaţii Meridionali. Dezvoltarea carstului a fost legată de grosimea masei calcaroase. Prezintă culmi şi creste, vârfuri izolate cu exocarst la peste 2000 m. Domină formele exocarstice în sudul Parângului, Vâlcanului şi Munţii Mehedinţi, unde se extind nivele de carstoplene, chei, abrupturi calcaroase, iar formele endocarstice în Munţii Şureanu.

d)Relieful carstic din Podişul Mehedinţi reprezintă un carst evoluat, cu o mare complexitate de forme exo- şi endocarstice, peşteri bogate în speleoteme (Topolnița, Cioaca cu Brebenei).

e)Relieful carstic din Carpaţii de curbură este axat pe culmi calcaroase (Piatra Craiului, Bucegi, Postăvaru), unde se păstrează un carst de suprafață (Giuvala – Podu Dâmboviței – Rucăr) cu doline, lapiezuri şi forme endocarstice (bazinele Ialomiței şi Dâmboviței).

f)Relieful carstic din Carpaţii Orientali prezintă un carst legat de prezența calcarelor şi dolomitelor. S-a dezvoltat îndeosebi în Munţii Hăşmaş, Perşani şi Rarău (fig. 3.32) cu forme exo- şi endocarstice. În Munţii Rodna, pe calcarele eocene s-a dezvoltat cea mai denivelată peşteră din România (Izvoru Tăuşoarelor).

g)Relieful carstic din Dobrogea este dependent de calcarele mezozoice şi neozoice. În Dobrogea de N este exprimat prin lapiezuri şi martori de eroziune; în Dobrogea Centrală domină formele exocarstice (doline, chei), dar şi peşteri, iar în Dobrogea Sudică, mantaua de loess a fosilizat formele carstice pe calcare şi a favorizat formarea unui clastocarst.

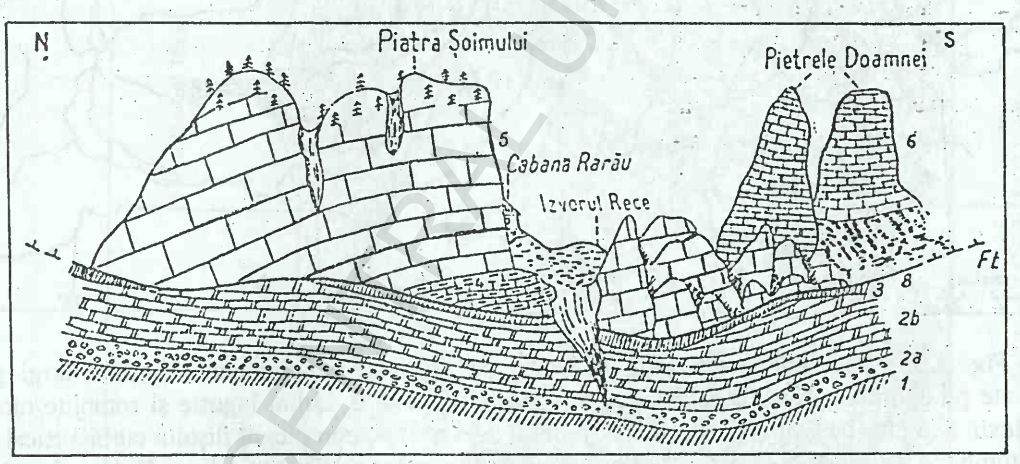


Fig. 3.32. Relief litologic sub formă de turnuri şi abrupturi în Masivul Rarău (V. Mutihac, 1969): Pânza Bucovinică; 1, şisturi cristaline; 2, Triasic (a-conglomerate; b-dolomite); 3, Callovian-Oxfordian (silicolite). Pânza Transilvană. 4, Ladinian (calcare cu accidente silicioase); 5, Triasic superior (calcare masive); 6, Barremian-Apţian (calcare cu Pachiodonte). Ft, Şariajul Pânzei Transilvane.

3.4.3. *Relieful dezvoltat pe gresii şi conglomerate*

În cele mai multe cazuri, conglomeratele şi gresiile apar (fig. 3.33) în alternanță, fie între ele, fie cu alte roci, fiind puține situațiile în care acestea se individualizează ca entități litologice.

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

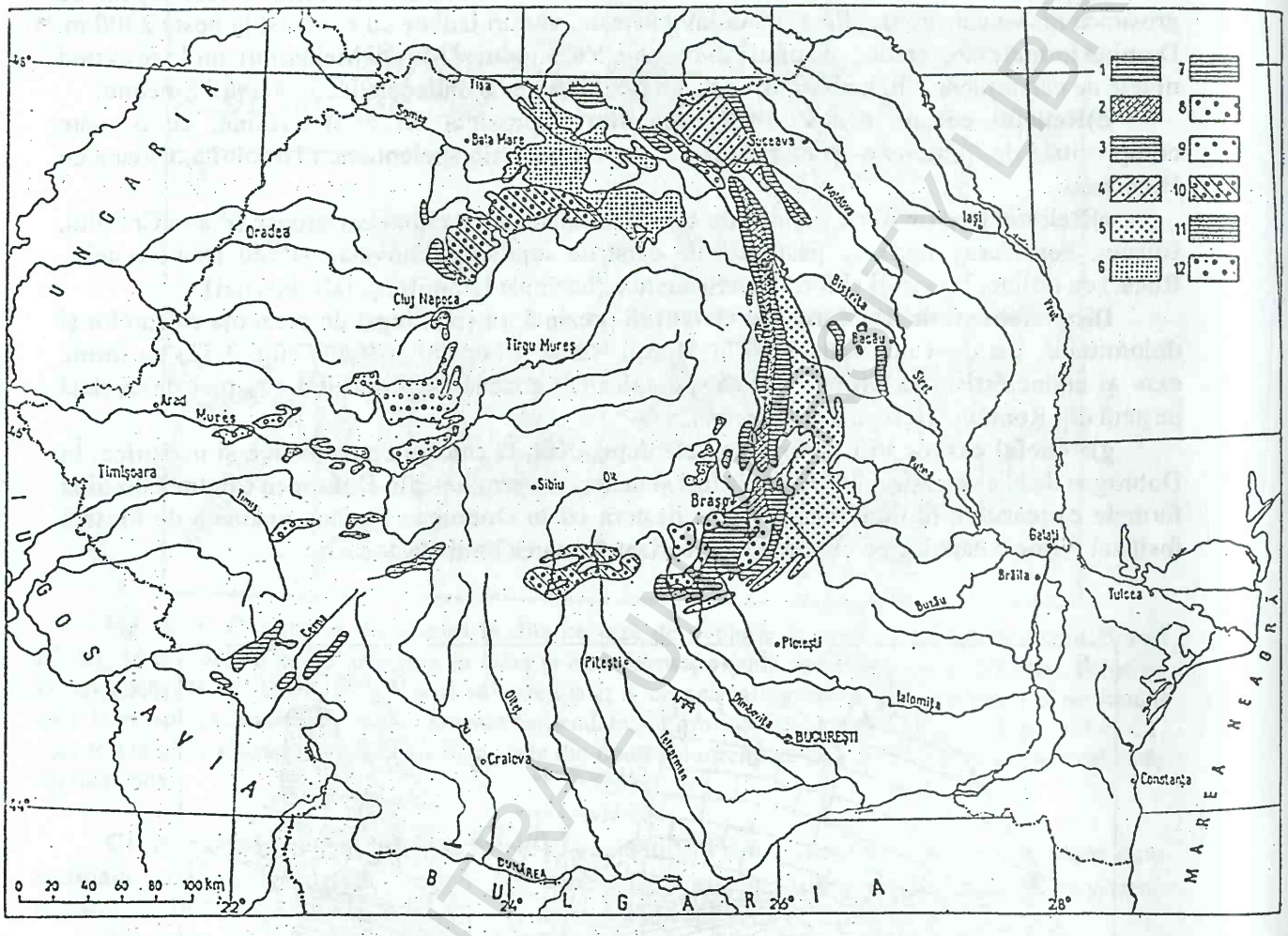


Fig. 3.33. Răspândirea reliefului dezvoltat pe gresii şi conglomerate. 1,culmi largi şi masive modelate pe complexul grezos calcaros al stratelor de Sinaia; 2, culmi înguste şi rotunjite modelate pe complexul stratelor de Bsitra, Comarnic; 3, relieful dezvoltat pe complexul flişului curbicortical al gresiei de Cotumba; 4, relief de obcine modelat pe complexul gresiilor de Prisaca, Kliwa, Fusaru şi curbicortical; 5, culmi înguste şi masive modelate pe complexul gresiei de Siriu, Tarcău, Fusaru, Kliwa, al stratelor de Leşunţ şi Horgazu; 6, culmi cu platouri şi vârfuri de eroziune selectivă modelate pe complexul gresiilor şi conglomeratelor de Prislop, al gresiilor de Strâmtura, Birţu, Borşa; 7, relief de muncei şi de coline modelat pe complexele grezoase miocene; 8, culmi prelungi şi măguri modelate pe complexul conglomeratelor de Muncelu, Chicera şi Bârnadu; 9, relief de creste şi masive mărginite de abrupturi puternice modelate pe complexul conglomeratelor de Ceahlău-Zăganu şi de Bucegi; 10, dealuri şi măguri modelate pe complexele conglomeratice din valea Oltului şi a stratelor de Hida; 11, coline şi muncei modelaţi pe complexul conglomeratelor burdigalinene de Pleşu-Pietricica şi pe complexele conglomeratice din depresiunile Petroşani şi Haţeg; 12, relief de culmi montane înguste şi rotunjite modelate pe complexele grezo-conglomeratice ale flişului cretacic din Munţii Apuseni.

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

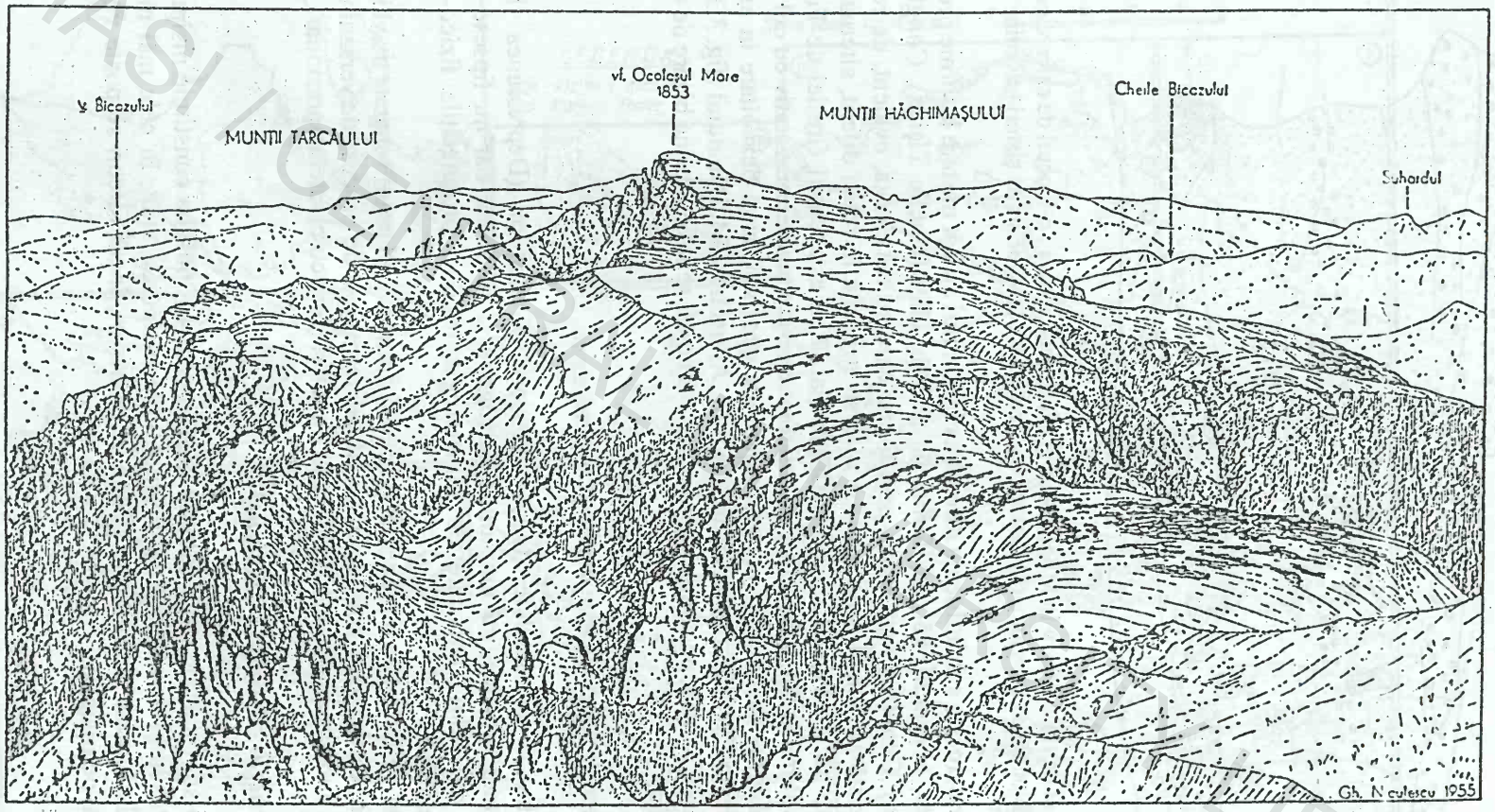


Fig. 3.34. Relief petrografic şi structural în Munţii Ceahlău (Niculescu, 1960, în Monografia Geografică a României). În primul plan se observă sinclinalul suspendat cu morfologia caracteristică conglomeratelor (turnuri, abrupturi, polițe structurale în trepte).

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

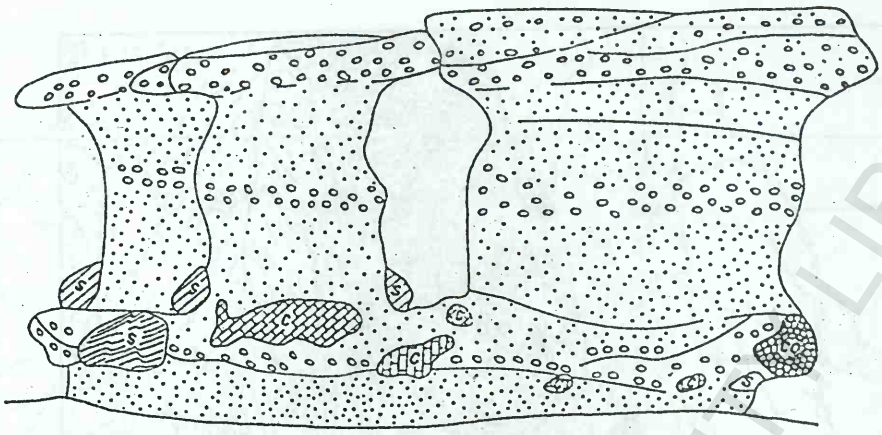


Fig. 3.35. Relief de tip « babe » în Munţii Bucegi (Patrulius, 1969) : c-blocuri de calcare neojurasice ; cg-blocuri de conglomerate calcaroase remaniate ; s-blocuri de şisturi cristaline.

În general, rocile sub influenţa directă a cimentului au dat naştere la forme proeminente, cu vârfuri ascuţite, abrupturi, văi sub formă de defilee, chei (Cheile Tişiţei). Conglomeratele de Bucegi, Ciucaş, Ceahlău, s-au impus prin forme care se detaşează, evident, de relieful din jur (fig. 3.34). Există şi situaţii când aceeaşi rocă se exprimă în relief diferit, alternanţe de roci şi strate moi care au determinat un relief diferenţiat. Aşa este cazul Gresiei de Fusaru care, în regiunea Munţilor Tarcău, a favorizat un relief cu energie mare, comparativ cu cel din Obcinele Bucovinei. Relieful pe gresii şi conglomerate are cea mai largă dezvoltare în arealul flişului Carpaţilor Orientali şi flişul transcarpatic, apoi M. Apuseni şi M. Banatului (fig. 3.33). În Munţii Bucegi, Cincaş, Ceahlău, pe conglomerate s-au dezvoltat relief cu forme bizare de clăi, ciuperci, sfincşi (fig. 3.35).

3.4.4. *Relieful dezvoltat pe argile şi marne*

Se întâlneşte în arealele de la exteriorul Carpaţilor (Depresiunea Transilvaniei, depresiunile intercarpatice, cu umpluturi paleogene şi miocene dar nu lipsesc nici în fliş). Diferenţierile reliefului sunt date de mineralogia rocilor, proprietăţile fizico-mecanice şi proprietăţile texturale.

În general, relieful este reprezentat de culmi domoale, platouri separate de văi largi, uneori veranţi acoperiţi cu depozite coluvio-deluviale, determinate de procese de versant unde domină alunecările. În Subcarpaţi eroziunea a detaşat un relief şters cu carater depresionar.

3.4.5. *Relieful dezvoltat pe nisipuri*

Ocupă o suprafaţă de circa 400000 ha, din care 100000 ha constituie nisipuri mobile şi semimobile (Posea şi colab., 1974). Formaţiunile nisipoase sunt, în cele mai multe situaţii, asociate cu cele lutoase şi argiloase şi uneori pietrişuri, încât rareori se poate vorbi de relief dezvoltat numai pe nisipuri.

BCU MAIN CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

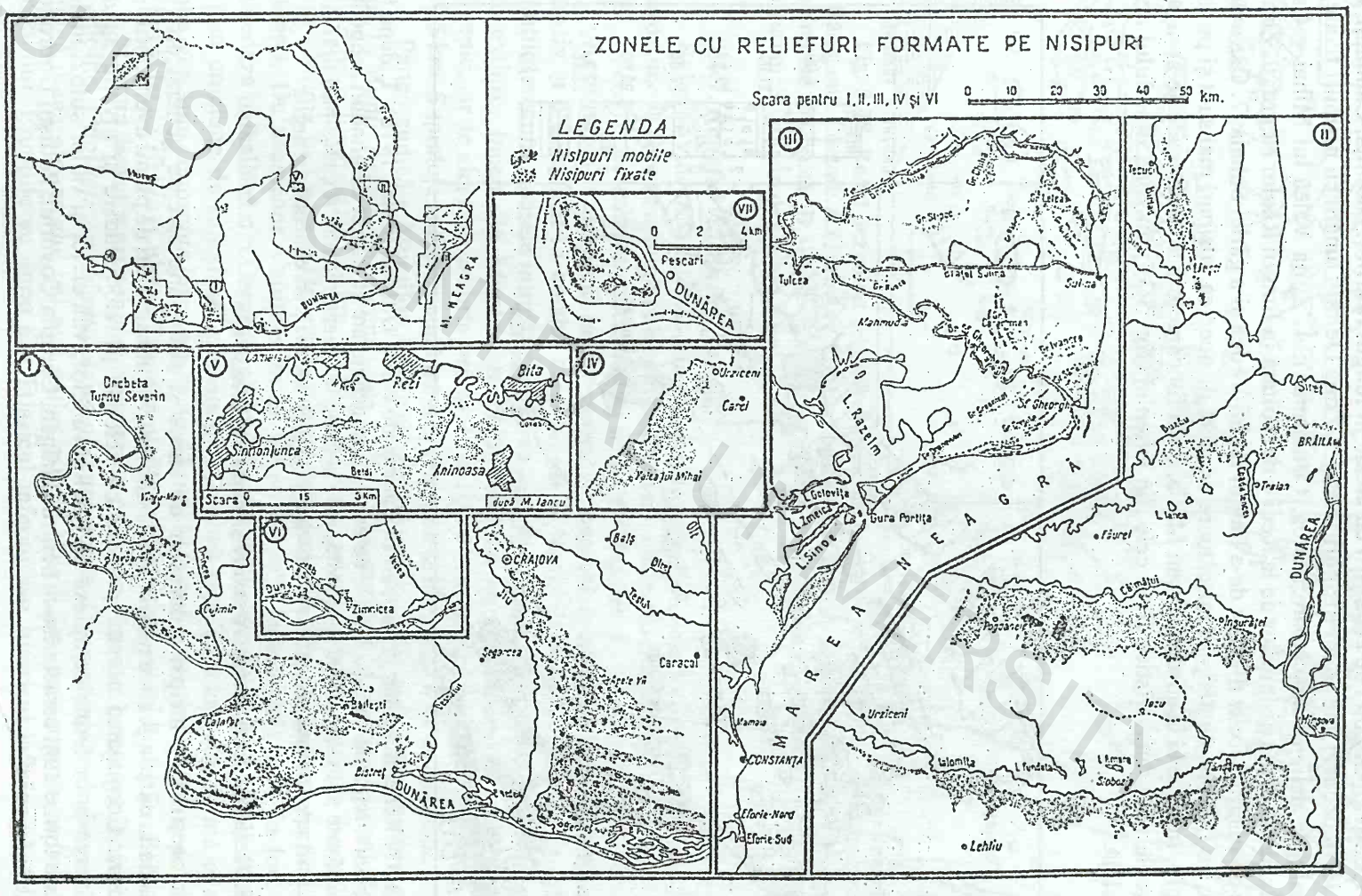


Fig. 3.36. Zonele cu reliefuri formate pe nisipuri din România (Posea et al., 1974)

BCU IAŞI - BIBLIOTECA UNIVERSITARĂ LIBRARY

În țara noastră există cel puțin șapte zone (fig.3.36) unde relieful este determinat numai de prezența nisipurilor și anume: 1. Zona Olteniei de vest dintre Drobeta-Turnu Severin – Caracal cu areale de nisipuri mobile în zonele Izvoarele, Calafat și la est de Jiu; dar și nisipuri stabilizate (Băilești, Craiova); 2. Zona de est a țării cu areale în lungul râurilor: Ialomița, Călmățui, Buzău, Bârlad (Lieşti-Tecuci) unde sunt nisipuri fixate; 3. Zona Deltei Dunării cu nisipuri fixate, dar și unele areale de nisipuri mișcătoare (Letea, Coraorman); 4. Zona Valea lui Mihai – Carei cu nisipuri fixate; 5. Zona nisipurilor de la Reci – dezvoltată în lungul Râului Negru; 6. Zona de la Zimnicea cu nisipuri fixate dispuse de-a lungul râului Vedea și a gârlei Suhaia; 7. Ostrovul de la Pescari de pe Dunăre, cu nisipuri mișcătoare. În afară de acestea, nisipuri mai sunt și pe litoralul Mării Negre, îndeosebi la nord de Capul Midia. Relieful caracteristic pentru aceste zone este cel de dune (cele mai caracteristice fiind cele din Oltenia) (fig. 3.37), în zona litoralului apare un relief de plajă.

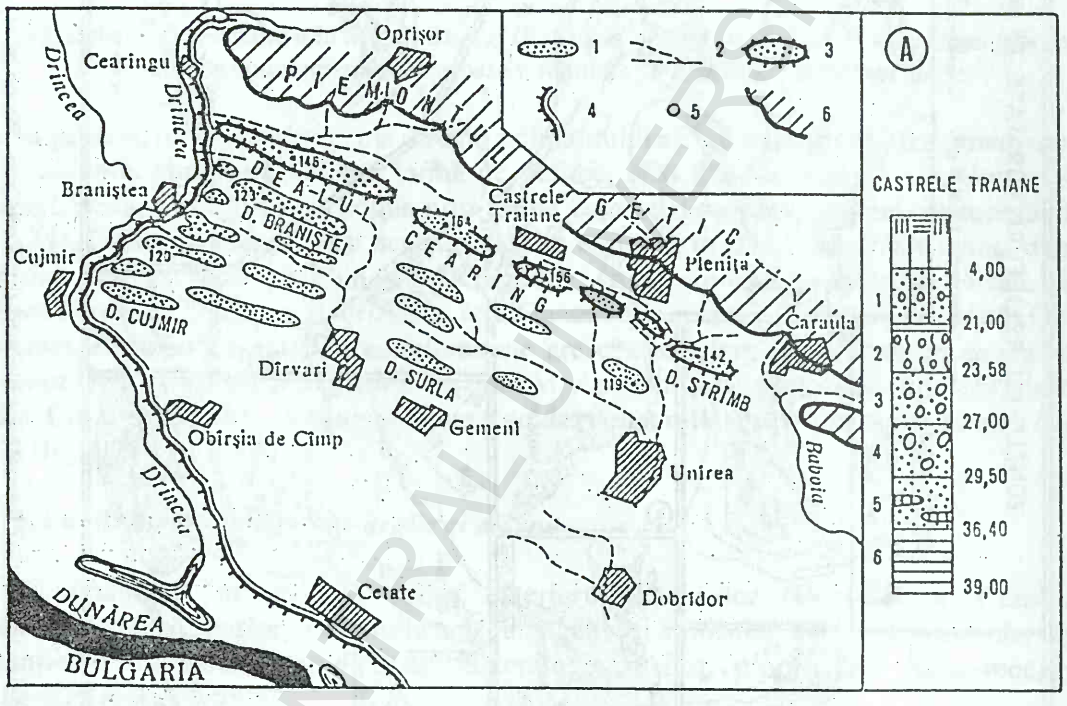


Fig. 3.37. Relief dezvoltat pe nisipuri în Câmpia de vest a Olteniei (Coteț, 1976): 1, dune fosile vechi ; 2, microrețea de văi ; 3, martori de eroziune și acumulare cu aspect de grinduri acoperite cu nisipuri prăfoase ; 4, cuesta Drincei ; 5. forajul de la castrele traiane redat în A cu nisipuri prăfoase pe 17 m grosime, apoi marne, pietrișuri cu bolovănișuri și sub ele nisipuri cimentate și argile

3.4.6. *Relieful dezvoltat pe loessuri și depozite loessoide*

Se datorește în principal proceselor de tasare și sufoziune care au generat crovuri cu dimensiuni de la câteva zeci de metri până la kilometri și ansambluri de pâlnii avene, hrube, ace, stâlpi, poduri. Conjugarea acestor procese cu cele de pluviodenudare și nivație au dus la individualizarea unor forme complexe de tipul găvanelor, vâlcelelor și văilor sufozionale (fig. 3.38). Aceste forme sunt caracteristice pentru Bărăgan, Câmpia Covurlui, Podișul Dobrogei.

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

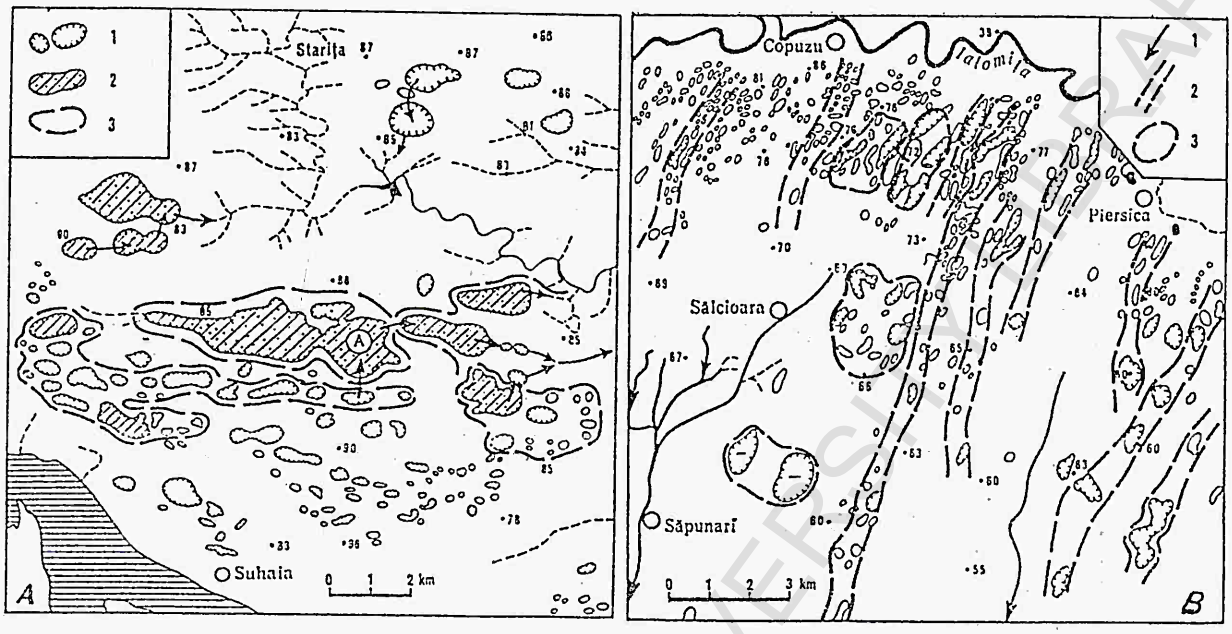


Fig. 3.38. Relief dezvoltat pe loess şi depozite loessoide (Coteţ, 1976): A, în Burnazul vestic şi B, în Bărăganul Central: A.1, crovuri; 2, lacuri posibile; 3, zone ce pot fi amenajate; săgeţile indică direcţia de drenare antropică. B. 1, văi mici care drenează local regiunea; 2, direcţia generală de orientare a crovurilor; 3, grupări de crovuri şi polii.

3.4.7. *Relieful vulcanic*

Relieful vulcanic este determinat de prezenţa vulcanitelor (prepaleozoice, paleozoice şi mezozoice la care se adaugă vulcanitele neogen – cuaternare fig. 3.39).

3.4.7.1. Activitatea vulcanică pe teritoriul României.

Activitatea vulcanică prehercinică şi hercinică s-a manifestat printr-un vulcanism intrusiv şi efuziv, atât în arealul carpatic cât şi în cel Dobrogean. În Carpaţii Meridionali şi Munţii Banatului, masele intrusive granitice puse în loc în această perioadă, ocupă regiunile cele mai extinse. Încep din Munţii Almăjului (granitul de Ogradena), se prelungesc în Munţii Semenic, iar de aici spre est prin Munţii Cernei, Vâlcan, Parâng pe o lungime de 85 km şi lăţime de 15 km. Suprafeţe extinse ocupă masele granitice şi în Munţii Ţarcu – Retezat.

Partea sudică a Munţilor Almăj se prelungeşte cu gabrouri şi serpentine (gabroul de la Iuţi). În Munţii Apuseni sunt cunoscute intruziunile granitice din Gilău – Muntele Mare, unde se întind pe o lungime de 20 km şi lăţimi de 8 km (alungite nord-sud, sub forma literei „L")în Codru-Moma. În Carpaţii Orientali, din această perioadă datează gnaisul porfiroid din Munţii Bistriţei. De asemenea sienitele de la Ditrău (Munţii Giurgeului) puse în loc, probabil, în orogeneza baikaliană din Cambrianul inferior. Ocupă un areal de 12/12 k m şi au fost scoase la zi prin eroziune de sub şisturile cristaline. Domină relieful actual sub forma unei cupole. În Dobrogea, sunt cunoscute întruziunile din Munţii Măcinului, sub forma unui mare lacolit lung de 70 km şi lat de 30 km (Culmea Pricopanul, Masivul Megina, vestul Podişului Babadag).

Magmatismul mezozoic s-a caracterizat printr-un complex bazaltic cunoscut sub numele de ofiolite. *Ofiolitele din Munţii Apuseni* reprezentate de un complex de lave bazice în care domină diabazele, arealul cel mai extins este în Munţii Drocea, iar petice apar până la Valea Ampoiului. Erupţiile au durat din Triasicul inferior sau Jurasicul inferior până la orogeneza principală.

BCU "CAROL I" UNIVERSITY LIBRARY

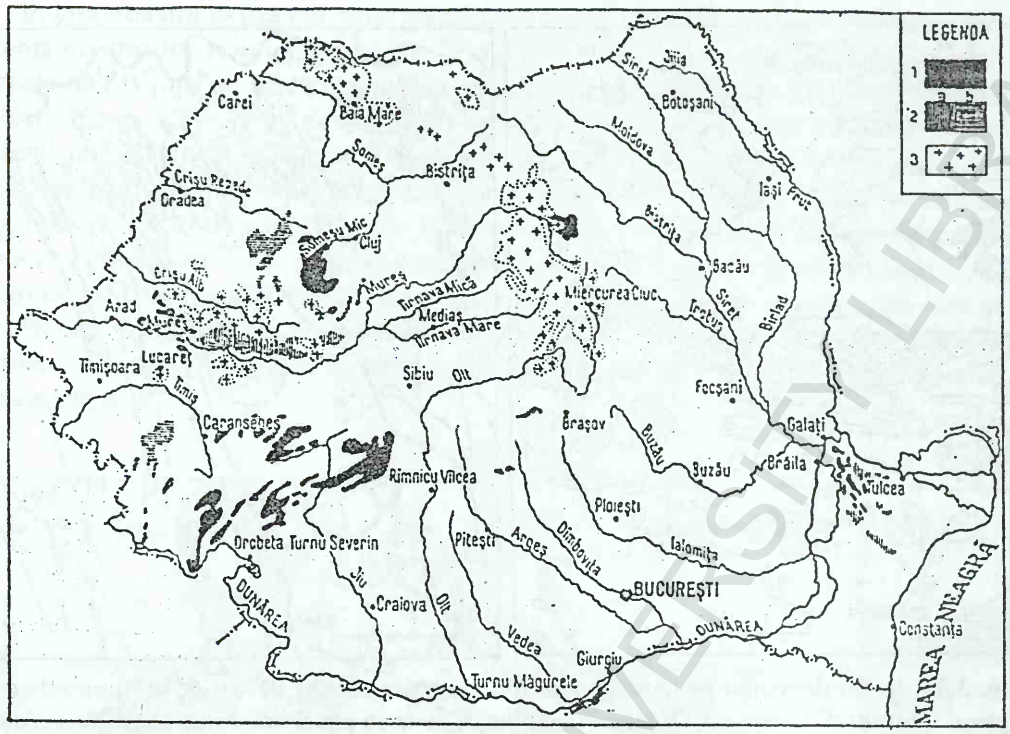


Fig. 3.39. Răspândirea vulcanismului pe teritoriul României (Posea et al., 1974): 1, vulcanism hercinic şi prehercinic(granite, sienite, gabrouri, riolite); 2, vulcanism mezozoic (a-diabaze, gabrouri, porfire: b-banatite): 3. vulcanism neogen şi cuaternar (vulcanism subsecvent; andezite, dacite, bazalte, pitoclastite).

Magmatismul cunoscut sub numele magmatism subsecvent **banatitic** a dat banatitele care ţin de la Dunăre până la Vlădeasa. În relieful actual prezintă doar importanţă petrografică. Extinderea banatitelor se face pe un aliniament mai mult sau mai puţin drept ce porneşte din zona vărsării Nerei în Dunăre, trece peste bazinul Bârzavei prin Poiana Ruscă, Vlădeasa. Pe această linie se întâlnesc două areale mai importante: cel de la Dognecea-Ocna de Fier şi cel din Masivul Vlădeasa. *Erupţiile triasice din zona Tulcea* s-au caracterizat prin curgeri de lave formate de diabaze şi porfire dispuse într-un areal 40/20 km, alungit N-S situat la vest de zona Tulcea, unde formează platoul de diabaze Niculiţel.

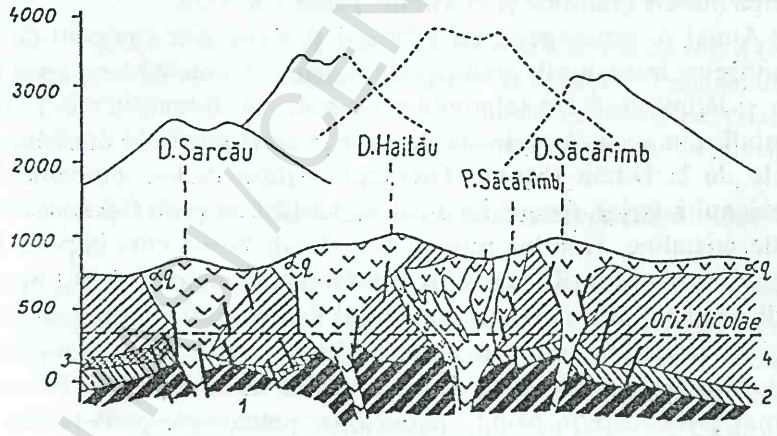


Fig. 3.40. Secţiune geologică prin edificiul vulcanic de la Săcărâmb (Ghiţulescu et al.): 1, şisturi cristaline; 2, depozite cretacice; 3, ofiolite; 4, depozite neogene; αq – andezite cuarţifere.

BCU / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Vulcanismul neogen aparţine unui magmatism de orogen, constituind faza finală a acestuia. S-a manifestat pe latura vestică a Carpaţilor Orientali şi în Munţii Apuseni fiind favorizat de subducţia unei plăci litosferice. Ca tip de vulcani în această etapă a dominat varianta mixtă (stratovulcanic) – în Apuseni, Călimani – Gurghiu – Harghita, iar în Oaş-Gutâi au avut loc şi explozii violente. Erupţiile s-au produs pe o perioadă ce ţine de la sfârşitul Miocenului până la începutul Cuaternarului şi s-au manifestat în trei cicluri importante:

– *Ciclul badenian* – a afectat în principal Munţii Oaş-Gutăi şi Munţii Apuseni şi s-au depus riolite şi andezite. A fost mai slab în Călimani. În Munţii Apuseni au existat mai multe centre: Almaş-Stănija; Brad-Săcărâmb-Roşia Montană (fig. 3.40, 3.41).

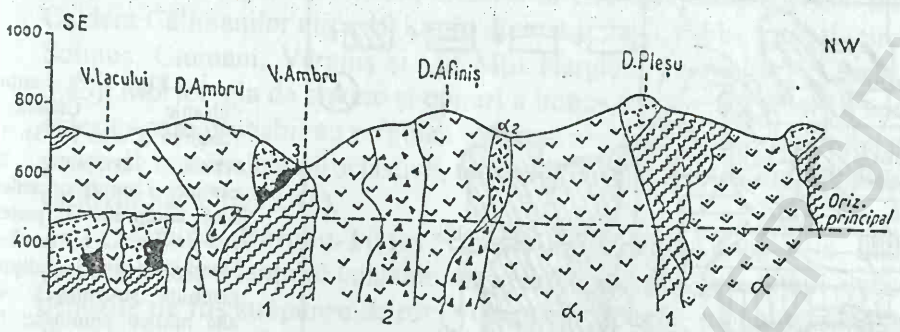


Fig. 3.41. Secţiune geologică prin structura vulcanică din zona Roşia Montană – Baia de Arieş (Ghiţulescu et al.): 1, şisturi cristaline; 1, calcare cristaline; α, andezite amfibolice; α1, andezite amfibolice cu biotit; α2, corpuri andezitice brecifiate; 2, coloane de explozie; 3, corpuri metasomatice.

– *Ciclul Sarmaţian-Pliocen inferior* a afectat Munţii Apuseni (unde erupţiile au fost cele mai însemnate), Vestul Carpaţilor Orientali. A produs dacite şi andezite (probabil dacitele din Călimani s-au produs acum). În Ţibleş-Rodna-Bârgău, magmatismul s-a manifestat exclusiv prin corpuri subvulcanice. Se pare că primele erupţii din Carpaţii Orientali au început aici.

– *Ciclul Pliocen superior-Cuaternar inferior* reprezintă manifestările finale şi a fost slab în Munţii Apuseni şi mai intens în Călimani-Harghita unde au dominat erupţiile de andezite, apoi riolite, dacite, bazalte.Erupţiile de aici fiind mai tinere, relieful este mai bine conservat şi se păstrează chiar craterе intacte, Ciomadul (1301 m) (fig. 3.42). După încetarea erupţiilor, activitatea post-vulcanică a continuat prin manifestări gazeifere (mofete).

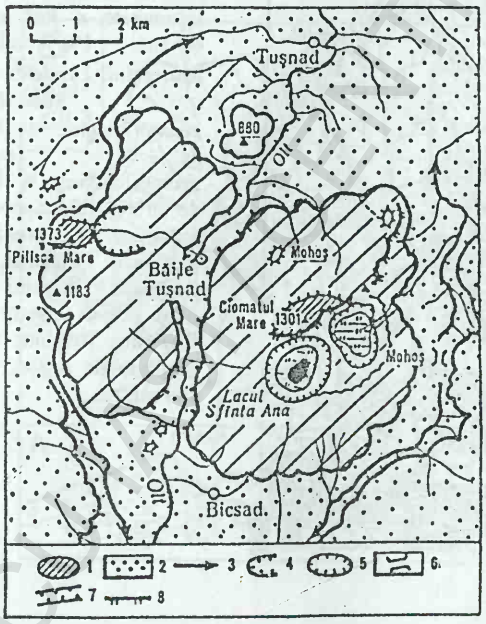


Fig. 3.42. Masivul Ciomadul şi zona limitrofă (Coteţ, 1973): 1, masive mai înalte; 2, regiuni înconjurătoare; 3, centura hidrografică; 4, crater deschis; 5, crater închis cu Lacul Sf. Ana, alături craterul Mohoş puţin ştirbit; 6, pasuri; 7, defileu; 8, versant abrupt.

3.4.7.2. Modelarea postvulcanică şi relieful creat

Cantitatea mare de lave a dus la formarea unui lanţ muntos, situat în vestul Carpaţilor Orientali. În interiorul lanţului se păstrează cratere şi/sau resturi din acestea, coşuri sub formă de neck-uri iar la periferie apar platouri din lave şi formaţiuni vulcanogen-sedimentare. La contactul cu Carpaţii s-au format depresiuni de baraj. Întrucât erupţiile vulcanice nu au fost sincrone pentru întregul lanţ muntos format, relieful a evoluat diferenţiat în nord, faţă de sud. Modelarea post vulcanică a dus la distrugerea craterelor prin adâncirea văilor şi golirea acestora de produse vulcanice.

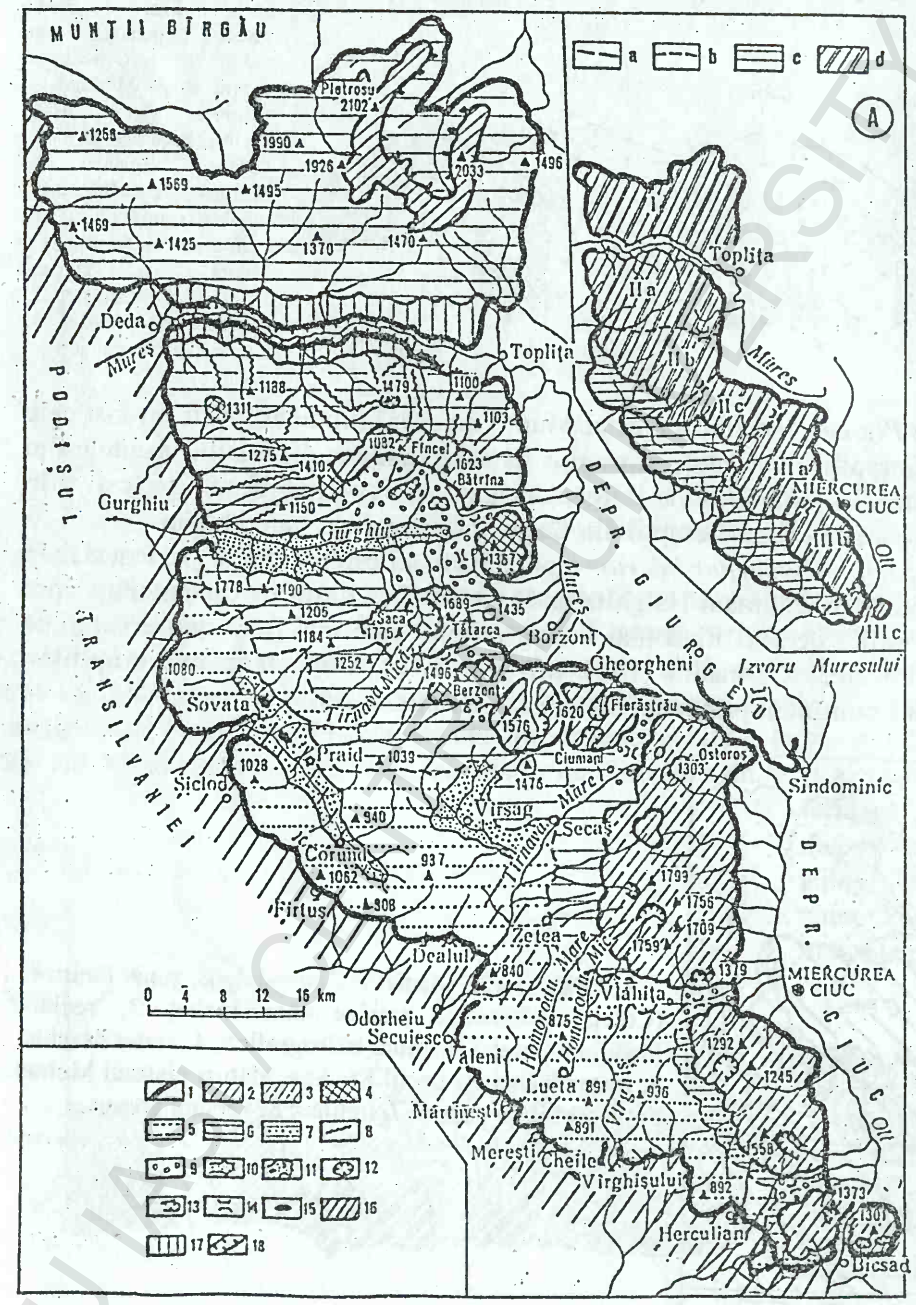


Fig. 3.43. Lanţul vulcanic Călimani-Harghita (Coteţ, 1973). 1, regiuni învecinate; 2, masive – conuri vulcanice bine conturate; 3, partea cea mai înaltă a Munţilor Harghita (conuri podişuri glacisuti structurale), 4, alte masive muntoase; 5, masivul vulcanic propriu-zis; 6, podişuri şi glacisuri structurale; 7, glacisuri structurale şi deluvio-proluviale; 8, sectorul cu cele mai extinse creste de intersecţie; 9, depresiuni transversale; 10, depresiuni de eroziune pe bazine hidrografice; 11, butonieră; 12, crater nedrenat; 13,. Cratere drenate; 14, şei; 15, masive de sare lazi; 16, porţiuni unde cuvertura de aglomerate a fost intens erodată; 17, culoarul Mureşului; 18, defilee. A. Subdiviziuni geomorfologice; a- limite de regiuni geomorfologice; b, limite de subregiuni; c, podişuri vulcanice; d, munţi. I, Regiunea Căliman. II. Regiunea Gurghiu: a-de nord; b-de sud; III. Regiunea Harghita: a- de nord; b- de mijloc; c- de sud-est.

BCU IMUC UNIVERSITY LIBRARY

Grupa Oaş-Gutâi se extinde de la frontiera de NV până la izvoarele râului Lăpuş. Păstrează un relief mai puţin masiv 600-1000 m., eroziunea mai intensă a distrus complet craterele. Numai vf. Gutâi pare a fi un rest dintr-un crater de explozie. Prin adâncirea reţelei hidrografice, în arealul nordic din Carpaţii Orientali au apărut numeroase depresiuni (Firiza, Nistru, Chiuzbaia).

Grupa Călimani-Harghita cuprinsă între izvoarele Bistriţei Ardelene şi ale Dornei, la nord, şi Valea Oltului, la sud. Câteva petice vulcanice se extind şi în Mţii Baraolt Bodoc şi Perşani. Lungimea grupei circa 150 km şi lăţimea 40-50 km.Este arealul în care s-a păstrat cel mai bine morfologia de relief vulcanic. Aici se pot reconstitui o serie de cratere şi caldere. Dintre acestea unul singur este intact, craterul în care este lacul Sf. Ana. Între craterele principale sunt Caldera Călimanilor circa 10 km în diametru, în Gurghiu, Fâncel (circa10 km în diametru), Saca, Şoimuş, Ciumani, Vârghiş şi în Mţii Harghita, Harghita şi Cucu (3-4 km în diametru) (fig. 3.43). Morfologia de cratere şi conuri a impus o reţea hidrografică adecvată, cu văi divergente în exterior care probabil au originea în barancosurile iniţiale, iar în interior craterele au fost sparte, golite de materialele piroclastice, unde s-a instalat o reţea hidrografică convergentă (de exemplu, Craterul Saca, fig. 3.44).

Grupa Bârgău-Ţibleş constituie tranziţia între cele două grupe, cu o oarecare dicontinuitate a lanţului vulcanic. Structural, aparţine subunităţii sedimentar eruptive formată din depozite de fliş străpunse de roci vulcanice. Această subunitate ţine de la izvorul văii Lăpuşului (în nord) şi până la izvoarele văii Tiha (afluent al Bistriţei transilvane) şi Dornei în sud. Din punct de vedere al manifestării vulcanismului neogen, la aceasta se alătură şi o parte din Munţii Rodnei şi Masivul Toroiaga (Nord de Borşa) care cuprind eruptiv nou asociat cristalinului sau flişului cretacic. În această subunitate, se pare că s-au produs primele erupţii din întreg lanţul eruptiv, în Miocenul inferior. Încetarea activităţii vulcanice mai devreme, precum şi altitudinea mai mare a reliefului, au făcut ca eroziunea să distrugă complet vechile aparate vulcanice iar lavele consolidate subcrustal (lacolite, batolite, dyke-uri) au fost scoase la zi. Drept rezultat a apărut un relief de măguri care se situiază deasupra suprafeţei erodate, constituită din fliş. I.Sârcu (1956) a denumit acest relief dominat de martori reziduali „relief de melcosopocinic". În Bârgău, se desting o serie de vârfuri cu aspect de măguri Heniu Mare (1610 m), Miroslava, Măgura Rodnei, Măgura Tisei, Măgura Bucnitori, Măgura Sturzii ş.a. În Ţibleş, vârfurile eruptive se înşiră pe creastă unde formează linia celor mai mari înălţimi: Ţibleş (1840 m), Hudin (1612 m), Tomnatec ş.a. Masivul Toroiaoga reprezintă un coş vulcanic şi este alcătuit din dacite şi andezite.

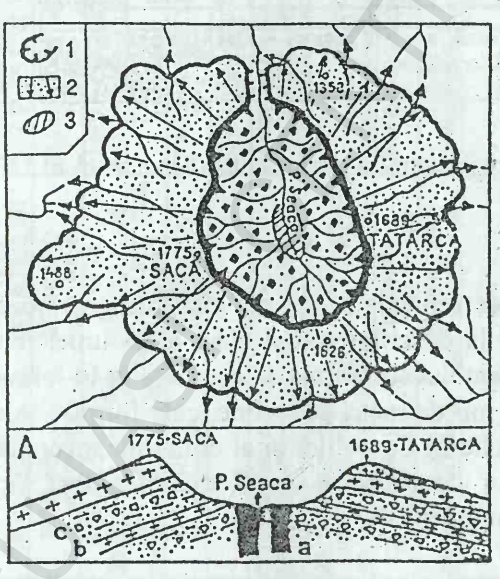


Fig. 3.44. Craterul vulcanic Saca- Tătarca din Munţii Gurghiului (Coteţ, 1969):1,craterul drenat de pârâul Saca, plin de grohotiş; 2, conul vulcanic cu pante abrupte şi văi divergente; 3, zona de convergenţă a pâraielor din crater; A. Profil geomorfologic schematizat. a-coşul vulcanic constituit din lavă; b-alternanţe de lave şi produse de explozie caracteristice unor stratovulcani.

Vulcanismul neogen din Munții Apuseni s-a manifestat în același timp cu cel din Carpații Orientali, dar nu a avut amploarea acestuia. Erupțiile au produs lave andezitice, dacitice și riolitice la care s-au adăugat aglomerate și tufuri vulcanice. Ianovici și colab (1976) au grupat vulcanismul pe cinci zone: Brad-Săcărâmb; Zlatna-Stănija; Bucium-Roșia-Montană; Baia de Arieș; Valea Mureșului și Hălmagiu-Pâncota. Aceeași autori au încercat și o reconstituire a aparatelor vulcanice care au existat aici. După autori, stratovulcanul Barza ar fi atins 3500 m, iar vulcanul Săcărâmb, probabil 4000 m (fig. 3.40).

Consecințele vulcanismului neogen

Vulcanismul neogen de pe rama vestică a Carpaților Orientali, a avut o serie de consecințe între care: apariția lanțului muntos din vestul Carpaților Orientali; formarea depresiunilor intracarpatice (Drăgoiasa, Bilbor, Borsec, Giurgeu și Ciuc); întreruperea (ruperea) rețelei hidrografice de pe flancul vestic al Carpaților Orientali.

3.5. Relieful sculptural

Etapele și fazele pe care le-a parcurs relieful românesc pot fi recunoscute în **suprafețele de eroziune,** nivelate în decursul acestor etape și de **stiva materialelor piemontane** acumulate în zonele coborâte, ca o consecință a activității de modelare (fig. 3.45).

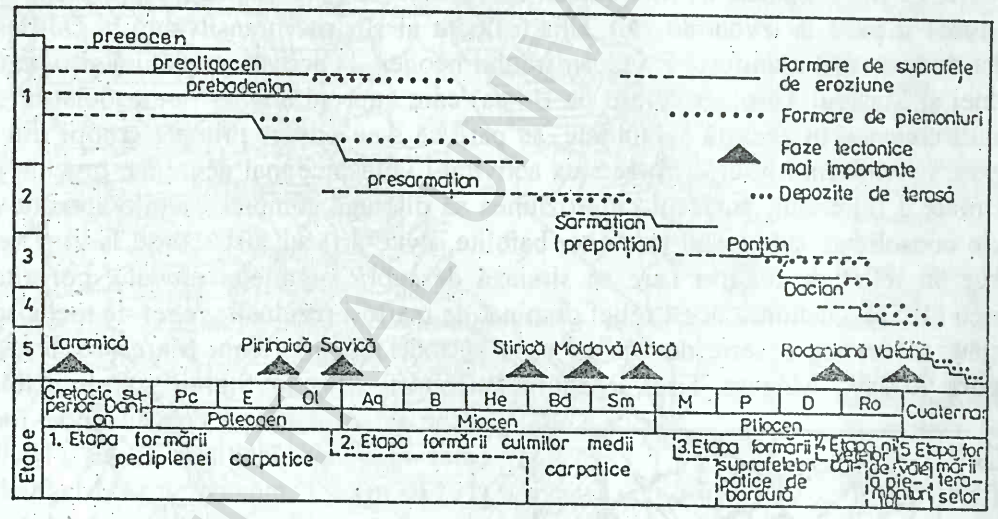


Fig. 3.45. Secvențe în modelarea suprafețelor carpatice și a formării piemonturilor (Posea și colab., 1974).

3.5.1. Suprafețele de nivelare

Privite în ansamblu, suprafețele de nivelare reprezintă una din trăsăturile principale ale reliefului carpatic, iar cercetarea lor poate duce la descifrarea mai clară a evoluției reliefului. Dacă suprafețele de eroziune precretacice s-au menținut sub forma discordanțelor în formațiunile geologice, ele au fost afundate sub sedimente la mii de metri adâncime, cele formate în etapele ulterioare (post cretacice) se găsesc înscrise în relieful Carpaților și al unităților înconjurătoare. O sinteză cu privire la echivalarea suprafețelor de nivelare din România a fost făcută în Geografia României, vol. I, după care reproducem tabelul 3.3.

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

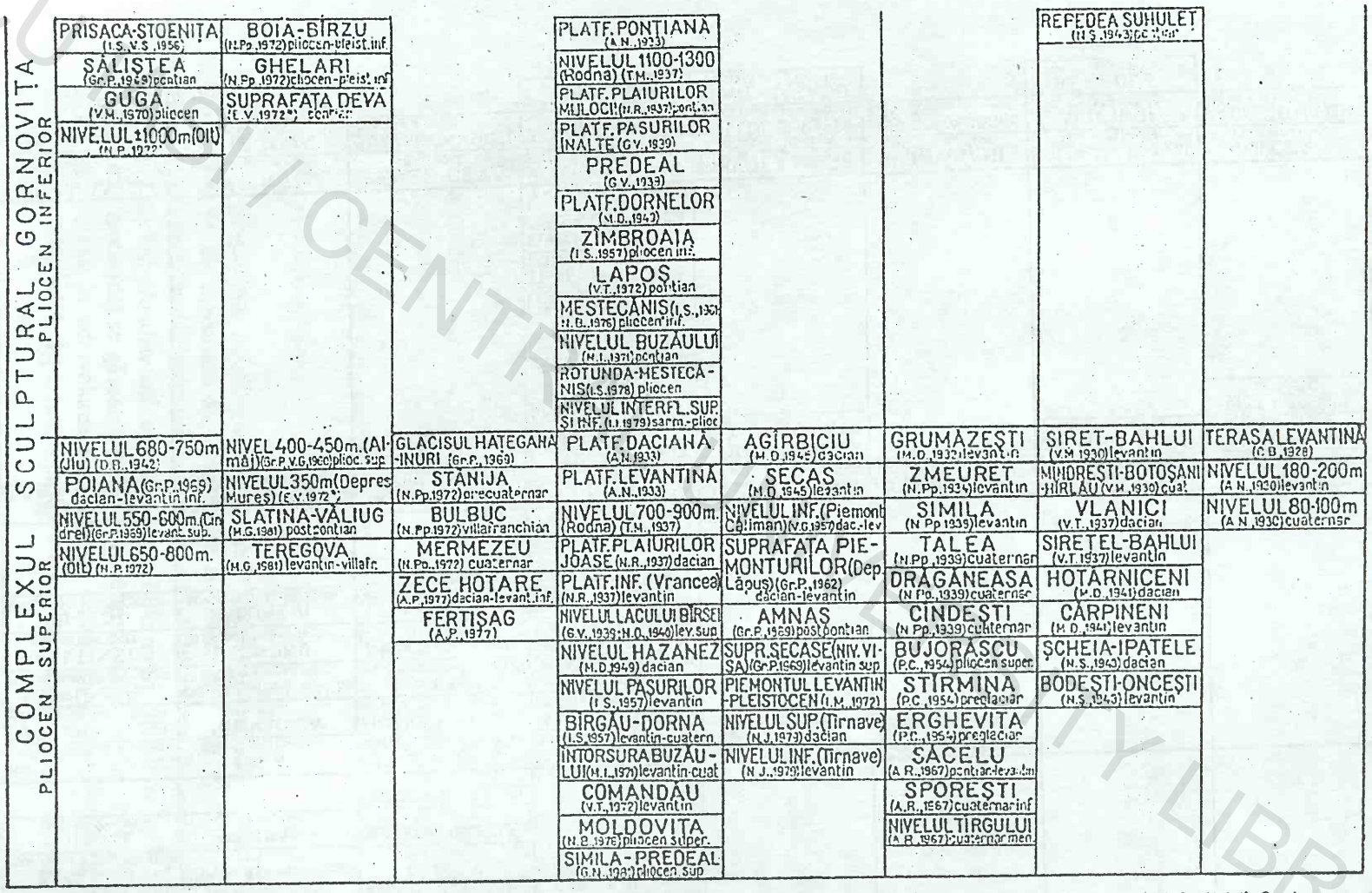
Tabel 3.3. **Echivalarea suprafețelor de nivelare consemnate în literatură**

(selectiv, cu vîrsta indicată de autori, în ordinea apariției lucrărilor)

(G. Niculescu, 1983)

	CARPAȚII MERIDIONALI	MUNȚII BANATULUI	MUNȚII APUSENI	CARPAȚII ORIENTALI ȘI DE CURBURĂ	DEPRESIUNEA TRANSILVANIEI	SUBCARPAȚII, PODIȘUL GETIC	PODIȘUL MOLDOVENESC	DOBROGEA
COMPLEXUL SCULPTURAL BORĂSCU DANIAN PALEOGEN	BORĂSCU (E.M.,1907) paleogen	SEMENIC (E.M.,1924; M.G.,1981)	GYLAUER HOCHFLÄCHE (L.S.,1912)	PLATFORMA PREEOCENĂ EXHUMATĂ (A.N.,1933; Gr.P.,1962)	SUPRAFAȚA PREEOCENĂ EXHUMATĂ (A.N.;1933; Gr.P.)1962	SUPRAFAȚA BORĂSCU FOSILĂ (D.P.,1965)		
	BORĂSCU I (G.N.,1965; E.N.,1965,67; S.I.,1973)	ALMĂJ (Gr.P., M.G., N.P.,1963)	FĂRCAȘ-CÎRLIGAȚI (E.M.,1924) cret sup.-eocen inf.	PLATFORMA NEDEILOR (T.M.,1937) (I.S.,1978 tortonian)				
	BORĂSCU II (G.N.,1965; E.N.,1965,67; S.I.,1970)	SUPRAFAȚA POIENILOR (E.V.,1972*)	FĂRCAȘ (Gh.P.,1962)					
	CINDREL (V.M.,1970) eocen	NERGANA (M.G.,1981)	CIUMERNA-BEDELEU (I.P.A.,1977)					
			CÎRLIGATA-MUNCEL (A.P.,1977)					
COMPLEXUL SCULPTURAL RÎU ȘES MIOCEN INFERIOR	RÎU ȘES (E.M.,1907; G.N.,1965; E.N.1965,1967; S.I.,1970*) miocen	CÎRJA (E.M.,1924) pontian	MĂRIȘEL-PLATFORMA ARIEȘULUI (TĂRII MOȚILOR)-RÎMEȚI (E.M.,1924) miocen	PLATFORMA PREBURDIGALIANĂ (A.N.,1933)	SUPRAFAȚA PRETORTONIANĂ (Gr.P.1962)	SUPRAFAȚA RÎU ȘES FOSILĂ (D.P.,1965)		
	TÂRTĂRĂU-MUNCELU (I.S.,V.S.,1956) acvit.-burdig.	TOMNACICA (E.M.1924)		PLATFORMA MIOCEN MEDIU (R.M.,1936)				
	JIGORU-SAPA (I.S.,V.S.,1956) tortonian-sarm.	CULMILE MEDII PIEMONTANE (Gr.P.,M.G.,N.P.,1983)	MĂRIȘELI (Gh.P.,1957) sarm. sup.-meot.	BÂTRÎNA (T.M.,1937; I.S.,1978-sarmațian)				
	PĂLTINEI (V.M.,1970) miocen	LEONTINU (N.Pp.,1972) tortonian-sarm.	RÎMEȚ-PONOR (I.P.A.,1977)	POIANA CIUNGI (TOMNATIC) (M.D.,1949) helvețian				
	RÎU ȘESI (Gr.P.,N.P.,M.I.,1974) helvețian	PĂDURENI (E.V.,1972*) tortonian-sarm.	VIȘAG (A.P.,1977) tortonian sup.-sarm. inf.	CHIRUȘCA (M.I.,1971) helvețian-tortonian				
				SUPR. PLAIURILOR I (Gr.P.,N.P.,M.I.,1974)				
				BOBU MARE (G.N.,1981 miocen inferior				
COMPLEXUL SCULPTURAL MIOCEN SUPERIOR	RÎU ȘES II (Gr.P.,N.P.,M.I.,1974) sarmațian	TOMNACICA-CÎRJA (M.G.1981) mioc. sup.-pliocen inf.	MARIȘEL II (Gh.P.1957) sarmațian sup.-meot.	PLATFORMA SARMATICĂ (A.N.,1933, R.M.,1936)	SUPR. TÂRII LĂPUȘULUI (Gr.P.,1962) sarmat.-meotian	CORNI (M.D.,1932) sarmațian sup. meotian	DEALU MARE HOLM (V.M.,1930; V.T.,1937; sarm. sup.	NICULIȚEL (E.M.,1924)
			TRANIȘ (A.P.,1977) sarmațian sup.-meot	PLATF. PERIFERICĂ (M. Rodna) (T.M.,1937)	SUPR. PERITRANSILVANĂ (L.M.,1972) sarmațian superior-meotian		TANSA-CHEIA DOMNIȚEI (N.S.,1943) sarmațian superior	TAITA-SLAVA (C.B.,1928) sarmațian
				PLATF. PLAIURILOR ÎNALTE (N.R.,1937) meot.				NIVELE 300 ȘI 400 m. (A.N.,1930)
				BÎDA (N.D.,1945) sarmațian superior				
				CERBU (I.S.,1961) sarmațian				
				PENTELEU-PODU CALULUI (M.I.,1971) sarm.-meot.				
				ZBOINA FRUMOASĂ (V.T.,1972) sarmațian				
				SUPR. PLAIURILOR II (Gr.P.,N.P.,M.I.,1974) sarm.-meot.				
				ȘETU (G.N.,1981) mioc. sup.-pliocen inf.				
	GORNOVIȚA (E.M.,1907; G.N.,1965; E.N.,1965,67; S.I.,1970* pliocen	CARAȘ (E.M.,1924) postpontian	FENEȘ-DEVA (E.M.,1924)	MUȘA-MONTEORU-FRUMOASELE (St.M.,1927)	PROSTEA MARE (M.D.,1945) pontian	GHINDĂOANI (M.D.,1932) pontian	BOLOHANI-SÎNGEAP (V.M.,1930) pontian	TULCEA (E.M.,1924)
	BRAN (N.D.,1936) pliocen	TEREGOVA (E.M.,1924)	SUPRAFAȚA PLIOCENĂ (I.P.A.,1977)	POIANA BRAȘOV (N.D.,1929)	NIVELUL SUP. (Piemont Călimani) (V.G.,1957) pliocen inf.	SUPRAFAȚA GORNOVIȚA FOSILĂ (D.P.,1965)	ALICIURI (V.T.,1937) pontian	TULCEA (TELIȚA-DUNĂVĂȚ) (C.B.,1928) pont.-levant.
	LUNCANI (I.C.,M.K.,1950)	CERNIȘOARA (N.Pp.,1972) pliocen-pleist. inf.		POIANA MĂRULUI (N.D.,1929)	PLATF. NĂSĂUD (V.G.,1957*,1961) pliocen inf.		REPEDEA (M.D.,1941) pontian	

BCU CLUJ BABEȘ-BOLYAI UNIVERSITY LIBRARY



N.B. - N.Barbu
C.B. - C.Brătescu
D.B. - D.Burileanu
I.C. - I.Conea
P.C. - P.Coteț
M.D - M.David
V.G. - V.Gârbacea
M.G - M.Grigore
S.I. - Silvia Iancu
I.I. - I.Ichim
M.I - M.Ielenicz
N.J. - N.Josan
M.K - M.Kandel
I.M - I.Mac
E.M - Emm. de Martonne
St.M. - St.Mateescu
R.M. - R.Mayer
V.M. - V.Mihăilescu
T.M - T.Morariu
A.N - A.Nordon
E.N - E.Nedelcu
G.N - Gh.Niculescu
N.O. - N.Orghidan
D.P. - D.Paraschiv
Gh.P. - Gh.Pop
I.P.A - I.Popescu Argeșel
N.P. - N.Popescu
N.Po - N.Popp
A.P. - Aurora Posea
Gr.P. - Gr.Posea
N.R. - N.Rădulescu
A.R. - Al.Roșu
L.S. - L.Sawicki
I.S. - I.Sircu
V.S. - V.Sficlea
N.Ș. - Natalia Senchea
V.T. - V.Tufescu
G.V. - G.Vâlsan
E.V - E.Vespremeanu

(1970*) (1972*) = teze de doctorat nepublicate

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Pe teritoriul României s-au succedat mai multe cicluri de sedimentare care au alternat cu faze tectogenetice şi epirogenetice ce au dus la nivelarea completă a regiunii continentale, începând din Precambrian şi până în prezent. Formarea succesivă a marilor unităţi structurale a avut consecinţă desfăşurarea eroziunii în etape şi regiuni diferite, unde funcţie de condiţiile geologice şi fizico-geografice s-au format suprafeţe de nivelare diferite ca poziţii, aspect şi grad de conservare(fig. 3.46). Cel care a evidenţiat pentru prima dată modelarea policiclică în Carpaţi a fost Emm. de Martonne (1907). Ulterior studiile s-au înmulţit în toate ramurile carpatice.

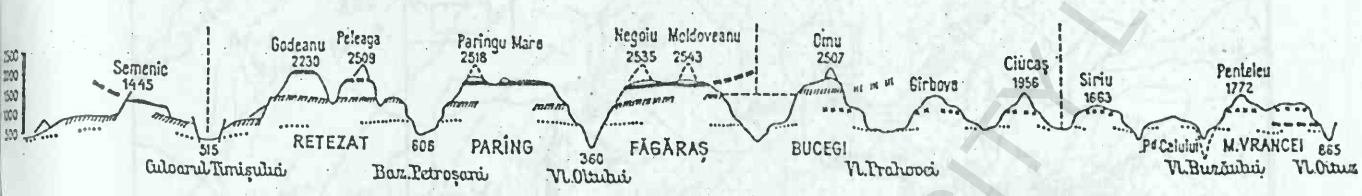


Fig. 3.46. Variaţia în altitudine a principalelor suprafeţe de nivelare din Carpaţii Meridionali şi din catenele muntoase din vecinătate (Munţii Banatului şi ai Curburii) (Tufescu, 1974).

3.5.1.1. Complexul sculptural Borăscu

Cea mai îndelungată fază de modelare s-a desfăşurat după definitivarea şariajului getic şi s-a extins între Cretacicul superior şi sfârşitul Oligocenului (circa 50 mil. ani). În acest interval, eroziunea a afectat un teritoriu vast cuprinzând atât unităţile carpatice cât şi spaţii din regiunile de platformă (Moesică, Moldovenească, Dobrogeană).

Cea mai veche suprafaţă de nivelare a fost identificată de către Emm. de Martonne, în Carpaţii Meridionali şi denumită Platforma Borăscu. Denumirea iniţială a fost de „Platforma marilor înălţimi". Interpretată ca peneplenă înălţată şi dominantă pe alocuri de monadnockuri, ea a fost recunoscută de acelaşi autor şi în alte unităţi carpatice şi consemnată sub diferite nume: Fărcaşi-Cârligaţi (în Munţii Apuseni); Semenic (în Munţii Banatului). Ulterior T. Morariu (1940) a identificat această platformă şi în Munţii Rodnei şi care a fost denumită Platforma Nedeilor, contestată de unii geografi. Urmele vechii suprafeţe de nivelare, antrenate de mişcări epirogenice, se găsesc astăzi la altitudini absolute foarte variate: 2000-2400 m în Carpaţii Meridionali; 750-1400m în Munţii Banatului; 1000-1850 m în Munţii Apuseni; 1800-2200 m în Munţii Rodnei şi Maramureşului (fig. 3.47). Suprafaţa de nivelare superioară se păstrează sub formă de platouri larg ondulate, uneori cu areale de câţiva kilometri pătraţi sau sub formă de culmi teşite şi martori de eroziune la altitudini apropiate. Mărturiile cele mai bine păstrate se află în Carpaţii Meridionali (Munţii Ţarcu, Godeanu, Cindrel, Iezer) unde sunt mărginite de circuri şi văi glaciare, în Munţii Apuseni şi în Munţii Semenicului. În Retezat, Parâng şi Făgăraş, ea este dominată de un relief mai înalt cu circa 300 m, considerat ca monadnockuri ale peneplenei (fig. 3.48). Cercetările geomorfologice din ultimul timp au relevat faptul că această suprafaţă este alcătuită din două sau chiar trei trepte uşor diferenţiate altmietric, care au fost interpretate de unii autori ca nivele de pedimentaţie.

BCU IASI CONSTANTIN UNIVERSITY LIBRARY

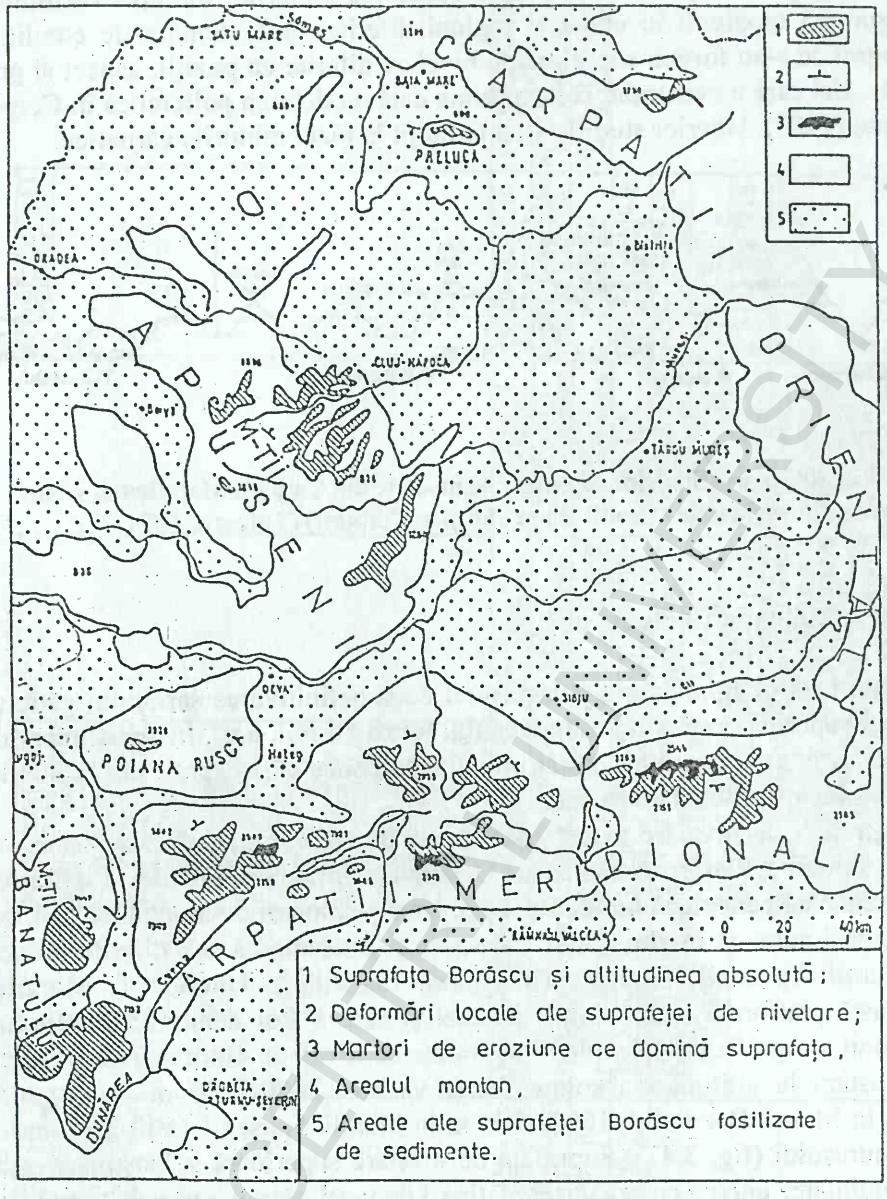


Fig.3.47. Răspândirea suprafeței de nivelare Borăscu în arealul Carpaților Românești (Niculescu, 2000).

Vârsta suprafeței a fost considerată inițial ca **eocenă** și apoi Cretacic superior-Eocen (Emm. de Martonne, 1906, 1907). În prezent, majoritatea cercetătorilor admit vârsta **Danian-Oligocen** superior (după cutările laramice până la începutul mișcărilor savice). Odată cu mișcările savice începe fragmentarea și distrugerea vastei suprafețe, iar evoluția generală a reliefului a intrat într-o degradare tot mai rapidă.

BCU / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

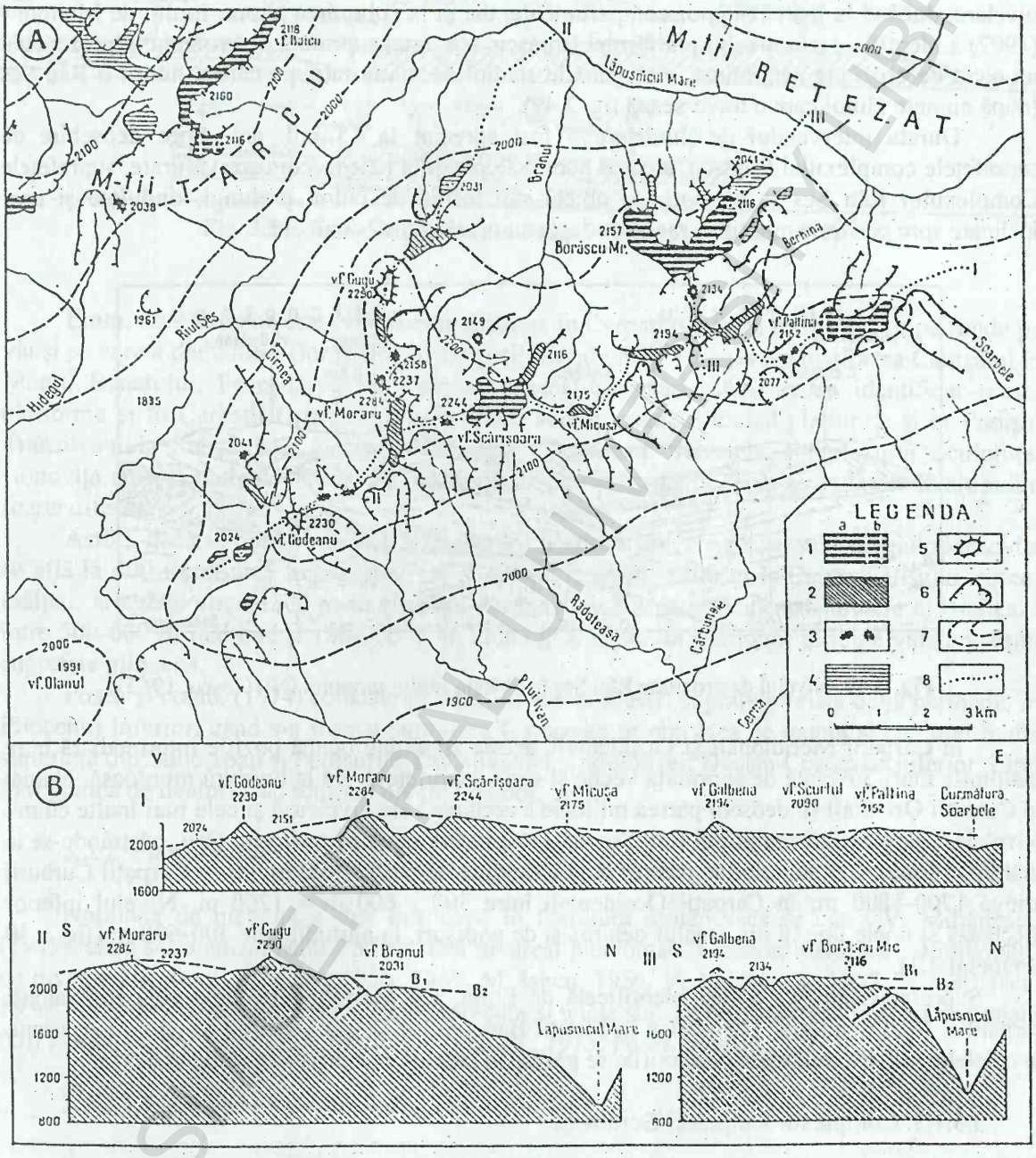


Fig. 3.48. Suprafața de eroziune Borăscu în Munții Godeanu (Niculescu, 1965) : A. 1, sub formă de poduri (a-cu caracter de eroziune ; b-cu caracter structural) ; 2, sub formă de culmi rotunjite ; 3, sub formă de martori de eroziune ; 4, nivel secundar din suprafața Borăscu ; 5, martori de eroziune care domină suprafața Borăscu ; 6, văi și circuri glaciare ; 7, topografia probabilă a suprafeței Borăscu la sfârșitul Paleogenului ; 8, direcția profilelor. B. Ondulările majore ale suprafeței Borăscu.

BOTANICAL GARDEN LIBRARY

3.5.1.2. Complexul sculptural Râu-Şes

Mişcările tectonice din faza savică au determinat fragmentarea vechii suprafeţe de nivelare, ducând la înălţarea unor compartimente, dar şi la coborârea altora. Emm. de Martonne (1907) a identificat sub nivelul platformei Borăscu, o a doua suprafaţă de eroziune reprezentând un ciclu de eroziune neterminat, dar ajuns în stadiul de maturitate, pe care a numit-o Râu Şes (după numele râului care o traversează fig. 3.49).

Durata intervalului de modelare a fost apreciat la 15 mil. ani. Spre deosebire de suprafeţele complexului Borăscu, a căror poduri se prezintă netede sau uşor vălurate, suprafeţele Complexului Râu Şes se prezintă de obicei sub formă de culmi prelungi, ondulate şi uşor înclinate spre periferia munţilor, racordându-se cu uşurinţă în 2-3 nivele.

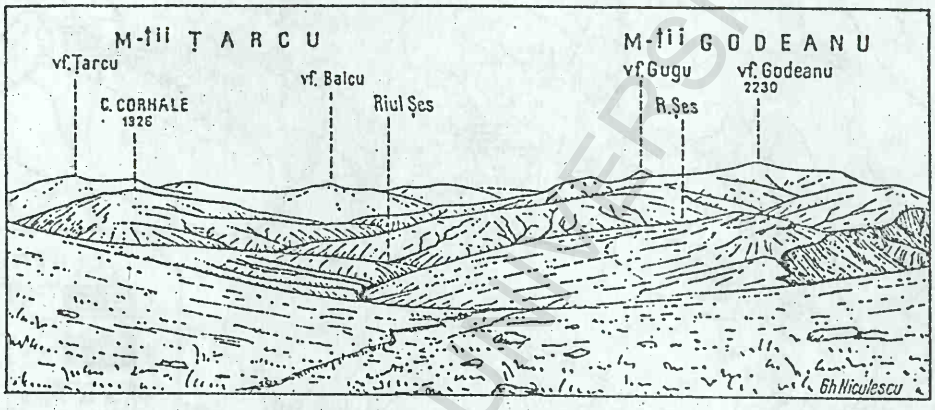


Fig. 3.49. Nivelul de eroziune Râu Şes la obârşia râului omonim (Niculescu, 1965).

În Carpaţii Meridionali şi Occidentali, aceste suprafeţe ocupă poziţie intermediară între înălţimile mari, nivelate de suprafaţa veche şi seria suprafeţelor de la bordură muntoasă. Numai în Carpaţii Orientali (îndeosebi partea mijlocie a acestora) ele nivelează şi cele mai înalte culmi. Nivelele Complexului sculptural Râu Şes au o răspândire mare pe teritoriul ţării, păstrându-se la înălţimi variate. Cel superior se păstrează la altitudine de peste 1400 m, iar în Carpaţii Curburii atinge 1700-1800 m; în Carpaţii Occidentali între 500 - 600 m – 1200 m. Nivelul inferior afectează şi unele unităţi din arealul deluros şi de podişuri, la altitudine de 300-600 m (fig. 3.50 şi tabelul 3.3).

Suprafaţa Râu Şes a fost identificată de Emm. De Martonne în toate cele trei ramuri carpatice, fiind denumită Tomnacica în Munţii Banatului, Mărişel –Râmeţi în Munţii Apuseni. În celelalte unităţi muntoase denumirile se găsesc în tabelul de echivalare (tabelul 3.3)

3.5.1.3. Complexul sculptural Gornovița

Mişcările tectonice de la sfârşitul Miocenului au produs scindarea mării **badeniene** în trei compartimente fără legătură între ele: marea din bazinul Transilvaniei şi cele din bazinele Panonic şi Dacic, constituind tot atâtea nivele de bază care au dirijat modelarea reliefului. Totodată, relieful a suferit o înălţare generală ceea ce a stimulat eroziunea şi fragmentarea suprafeţelor de modelare anterioară. La acestea s-au adăugat şi condiţiile climatice mediteranene

BCU ŞTIINŢE ECONOMICE LIBRARY

cu răciri la sfârşitul Pliocenului. Efectul general a fost crearea unor trepte la periferia regiunii muntoase şi a unor culoare în lungul văilor principale.

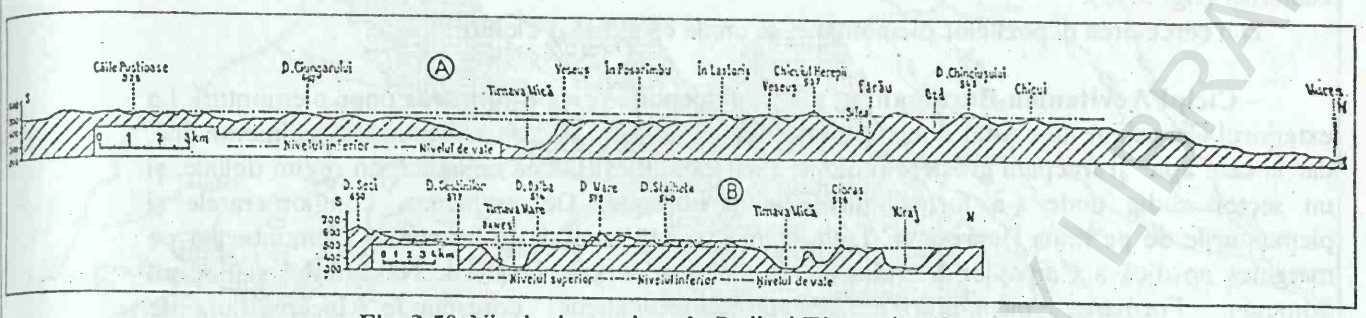


Fig. 3.50. Nivele de eroziune în Podişul Târnavelor (Josan, 1979).

Emm. de Martonne este primul care distinge în Carpaţi o treaptă marginală ce pătrunde pe văi şi pe care a denumit-o Gornovița, în Carpaţii Meridionali, Teregova şi platforma Caraşului în Munţii Banatului, Feneş-Deva în Munţii Apuseni. Cercetări ulterioare au identificat aceste platforme şi în Carpaţii Orientali. Unele dintre aceste cercetări extind platforma şi în Podişul Transilvaniei, Subcarpaţi, Podişul Moldovei, Dobrogea. Nivelele complexului sculptural Gonovița au fost puternic deformate de mişcările din faza valahă, încât se întâlnesc la altitudini foarte diferite.

Astfel, dacă la bordura sudică a Carpaţilor Meridionali (zona Tismana) nivelul Gornovița se află la 400 m, el urcă treptat spre est şi ajunge la 1000 -1200 m în Carpaţii flişului, recent înălţaţi, atingând circa 1300 m în Carpaţii Curburii. În Carpaţii Ocidentali urmele ei oscilează între 500-600 m înălţime şi 180-300 m în Dobrogea. Emm de Martonne atribuie vârsta acestui suprafeţe pliocenă.

Posea şi colab. (1974) consideră că pentru vârsta acestei suprafeţe există două perioade: în Pliocenul inferior, când s-a format suprafaţa Gornovița în regiunea de munte şi cea mai înaltă suprafaţă din Subcarpaţi şi Podişurile Transilvaniei şi Moldovei; Dacian-Cuaternar inferior, când în regiunea de dealuri s-au sculptat nivele mai noi.

3.5.2. Piemonturile

Noţiunea de piemont a fost introdusă în literatura românească de către V. Mihăilescu (1945), când s-a analizat pentru prima dată un areal piemontan. Ulterior, literatura s-a îmbogăţit cu diverse alte studii (P. Coteţ 1956, 1969, M. Iancu, 1956, V. Mihăilescu, 1957, V. Gârbacea, 1956, Paraschiv, 1965, Gr. Posea, 1959), precum şi unele sinteze regionale sau la scară naţională (Gr. Posea, N. Popescu, 1973, Martiniuc şi colab., 1973; Posea şi colab., 1974).

3.5.2.1.Formarea piemonturilor

Formarea piemonturilor pe teritoriul României a fost impusă periodic de două condiţii genetice: **climatice** şi **tectonice**. Condiţiile climatice s-au manifestat favorabil din cretacic şi până în villafranchian prin aceea că au favorizat eroziunea din zonele înalte şi acumularea în cele joase. În schimb, condiţiile tectonice au variat, cu faze favorabile formării piemonturilor şi faze mai puţin favorabile. Evoluţia reliefului României a oferit de mai multe ori condiţii favorabile declanşării şi desfăşurării ciclurilor piemontane, dar după edificarea Carpaţilor pot fi luate în

BCU IASI / BIBLIOTECA CENTRALA UNIVERSITARA / LIBRARY

considerare, pe baza dovezilor existente, ciclurile miocene şi ciclul desfăşurat în pliocen-cuaternar (fig. 3.45).

Din cercetarea depozitelor piemontane, se crede că există 3 cicluri:

– **Ciclul Acvitanian-Burdigalian**, a întrunit condiţii privind formarea unor piemonturi. La exteriorul Carpaţilor au existat două sectoare: un sector estic în care se depuneau sedimente fine, dar în care apar şi fracţiuni grosiere (culmile Pietricica, Pleşu) ceea ce indică un regim deltaic, şi un sector sudic unde s-a format un piemont complet. De asemenea, conglomeratele şi piemonturile de pe rama Depresiunii Transilvaniei, atestă condiţii de formare a piemonturilor pe marginea nordică a Carpaţilor Meridionali, în Culmea Breaza, Dealurile Năsăudului şi Podişul Someşan. Formarea piemonturilor acvitanian-burdigaliene corespunde începutului de fragmentare erozivă a pediplenei Carpatice înălţate (Posea et al., 1974).

– **Ciclul piemontan miocen superior** se caracterizează prin întrunirea unor condiţii favorabile formării de piemonturi, aceasta şi datorită evoluţiei diferenţiate a celor trei bazine adiacente ramurilor carpatice, dar şi a regimului climatic arid. Procesul a început în Badenian şi s-a accentuat în Basarabian-Meoţian. Ulterior, procesele de denudare au dus la distrugerea acestor piemonturi. Urmele lor se regăsesc în Dealul Feleacului, la Poalele Munţilor Trascăului, Depresiunea Haţeg-Orăştie-Petroşani; pe rama estică a Carpaţilor Orientali (unde se presupune că a existat un piemont extins, asemănător actualului Piemont Getic).

– **Ciclul piemontan pliocen-cuaternar** cu predominarea unui climat semiarid şi un nivel de bază în continuă coborâre. În acest ciclu s-au acumulat importante formaţiuni fluvio-torenţiale, atât la periferia Carpaţilor, cât şi pe rama depresiunilor piemontane. În relieful actual al României se păstrează numai piemonturile formate în această ultimă etapă (pliocen-cuaternară) acestea fiind dispuse în mai multe unităţi şi subunităţi (fig. 3.51).

Cât priveşte geneza piemonturilor, se consideră că piemonturile acumulate subaerian sunt mai puţin răspândite în România. Sunt menţionate piemonturile Cetăţile-Cărpiniş din nordul Depresiunii Copalnicului format direct pe suprafaţa de nivelare care retează formaţiuni badeniene (Posea, 1959, 1962); Piemontul Călimanului (format la marginea platoului vulcanic), piemonturile din Depresiunea Dornelor. Piemonturile formate predominant din acumulări submerse sunt caracteristice pentru rama vestică a Munţilor Banatului şi Munţii Apuseni. Acumulări mixte caracterizează şi Piemontul Getic.

3.5.2.2. Unităţile piemontane din România

Unităţile piemontane, păstrate în prezent sunt destul de restrânse pe teritoriul României. Cea mai extinsă unitate piemontană s-a format la exteriorul Carpaţilor, constituind Piemontul pericarpatic. O a doua categorie o constituie piemonturile de pe laturile depresiunilor intramontane.

Piemontul pericarpatic. S-a construit din Sarmaţian până în Pleistocen. Este constituit din mai multe subunităţi (fig 3.51)

– *Piemontul Getic* reprezintă cea mai extinsă subunitate piemontană păstrată în relieful actual. Se prezintă sub formă de podişuri piemontane, desprinse de munte, fragmentate în culmi paralele a căror suprafaţă topografică corespunde în mare măsură suprafeţei piemontane iniţiale.

– *Piemontul Curburii* situat între Trotuş şi Dâmboviţa, este fragmentat şi interferat puternic de Subcarpaţi.

BCU / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Fig. 3.51. Răspândirea piemonturilor în România (Posea, Popescu, 1973)

– *Piemontul Moldovei,* dispus pe rama estică a Carpaților Orientali, între Suceava și Trotuș. S-a format în Sarmațian și apoi a fost distrus tectonic și eroziv. În prezent se păstrează doar martori din acesta.

Piemonturile intracarpatice, s-au format în Pliocen și au fost în mare parte distinse de eroziune. Mai bine păstrate sunt conurile piemontane fluvio-glaciare din Cuaternar.

După poziția lor geografică, Posea și Popescu (1973, 1974), deosebesc:

– *piemonturi circumtransilvane* dispuse fragmentar la contactul dintre Carpați și Depresiunea Transilvaniei (Piemonturile Șatrei, Cărpiniș, Șimleului ș.a.). (fig. 3.52)

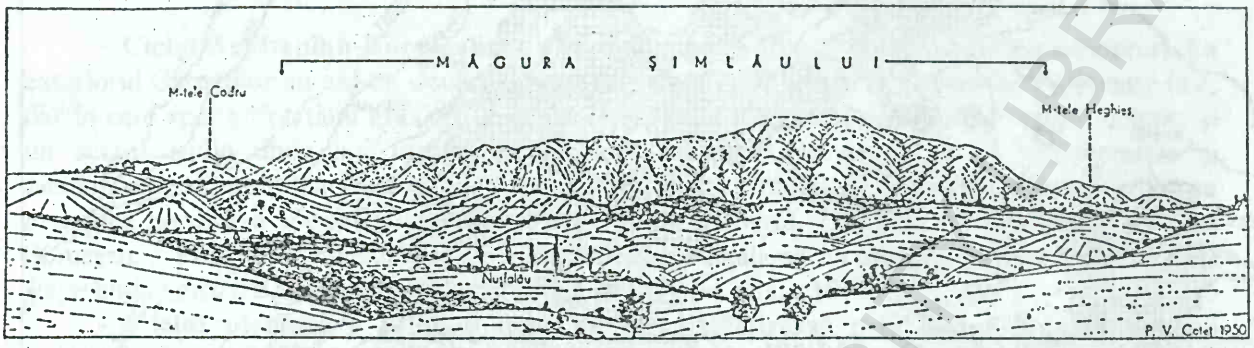


Fig. 3.52. Piemontul Silvaniei dominat de Măgura Șimleului (Coteț, 1973)

– *piemonturile intramontane* situate pe rama depresiunilor intracarpatice (Depresiunea Brașov, Ciuc, Giurgeu, Petroșani, Hațeg etc.).

După starea actuală a piemonturilor de pe teritoriul României, se disting următoarele tipuri:

– *piemonturi funcționale* – sunt acelea la care procesele de construcție continuă și în actual, chiar dacă au intensitate redusă. Sunt aproape inexistente, excepție făcând Câmpia piemontană Săcele-Brașov.

– *piemonturi nonfuncționale* se prezintă cu cele mai variate tipuri păstrate în relief: glacisurile aluviale (exemplu glacisurile din Depresiunea Făgărașului); conurile piemontane (conurile Argeșului, Prahovei, Buzăului, Mureșului); câmpiile piemontane (câmpia piemontană a Râmnicului); platourile piemontane (numite și platouri sau podișuri piemontane) (Cotmeana, Cândești, Zăbrăuți); culmi de piemont (culmile: Oltețului, Argeșului ș.a); pietrișuri deseminate pe interfluvii.

– *Piemonturi fosilizate* – reprezintă piemonturile care au fost îngropate sub formațiuni mai noi. Se întâlnesc pe rama estică a Podișului Transilvaniei, unde au fost acoperite de formațiuni vulcanice și în estul Câmpiei Române îngropate de formațiuni fluvio-lacustre ale Pleistocenului.

– *Piemonturile relicte* sunt cele care au fost incluse structural unor noi unități și forme de relief (pietrișuri piemontane și conglomerate miopliocene din Transilvania.

3.5.3. Pedimentele

După anul 1960, în literatura geomorfologică românească, s-a accentuat tot mai mult ideea formării și păstrării unor pedimente în arealul carpatic. Astfel, se consideră că suprafața de nivelare Fărcăș, din Munții Apuseni, ar proveni dintr-o asociere de pedimente (Gh. Pop, 1962), formate în condițiile unui climat tropical-subtropical cu două anotimpuri și caracter musonic.

Ulterior, consecințe de formare a unor procese de pedimentație s-au invocat și pentru suprafețele medii din Carpați (P. Coteț, 1969), dar și pentru suprafața înaltă, pe care și Gr. Posea și colab. (1974) o consideră tot o pediplenă. Pentru relieful Nord Dobrogean (fig. 3.53) Gr. Posea (1996) a ajuns la concluzia existenței unor pedimente tipice, cu inselberguri și cupole.

BCU "LUCIAN BLAGA" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

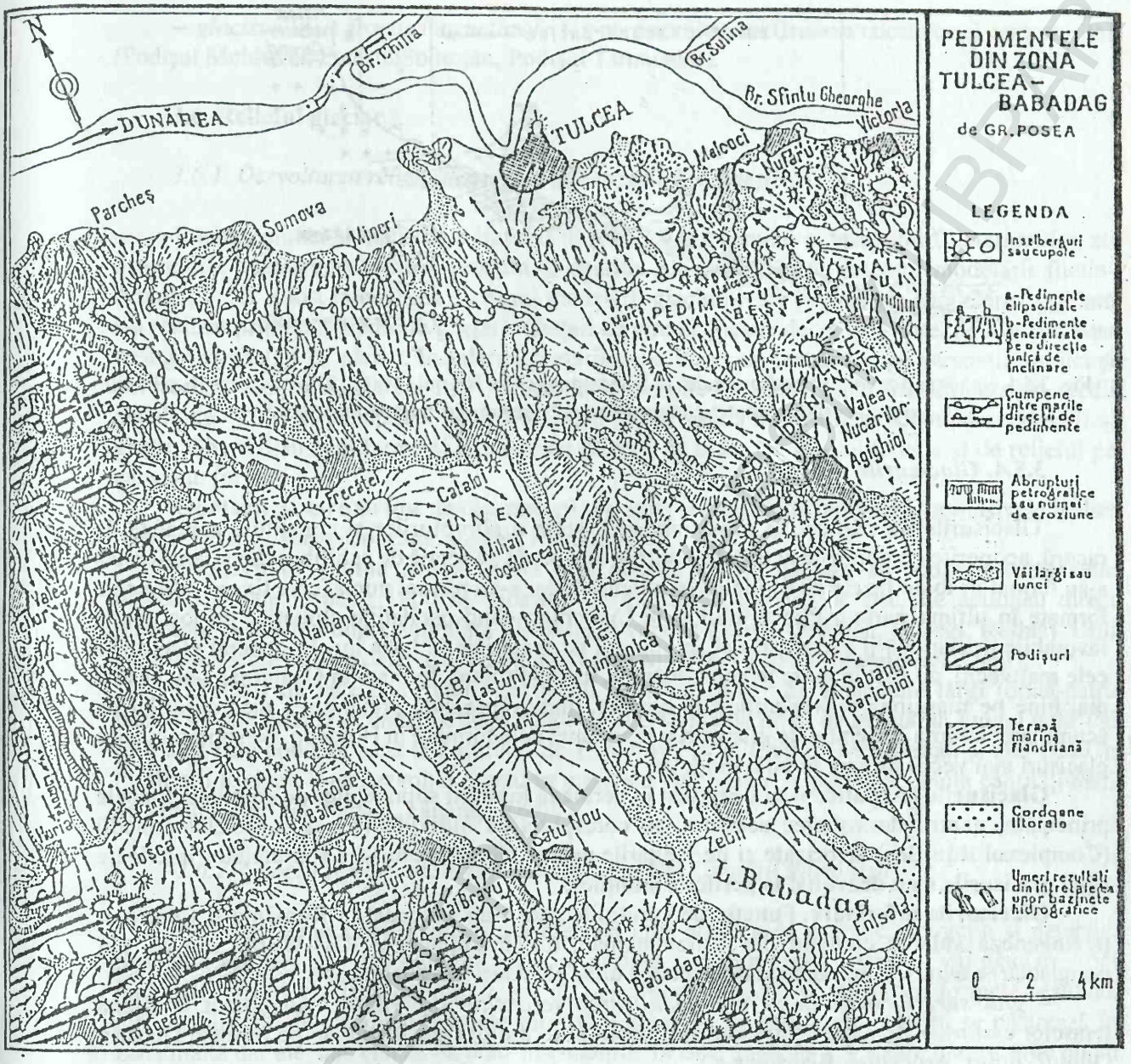


Fig. 3.53

Pedimentele dobrogene s-au format prin fragmentarea totală a podişului şi a munţilor hercinici. Intensitatea acestei evoluţii a fost legată de marea varietate a rocilor, de dominarea unui climat cu variaţii între secetos şi umed, de marea intensitate a ploilor. Condiţii de evoluţie a reliefului prin procese de pedimentaţie sunt invocate şi în nivelarea reliefurilor din interiorul Carpatic de către Mac (1972) (fig. 3.54).

BCU IAŞI CENTRU DE DOCUMENTARE ŞI INFORMARE ŞTIINŢIFICĂ LIBRARY

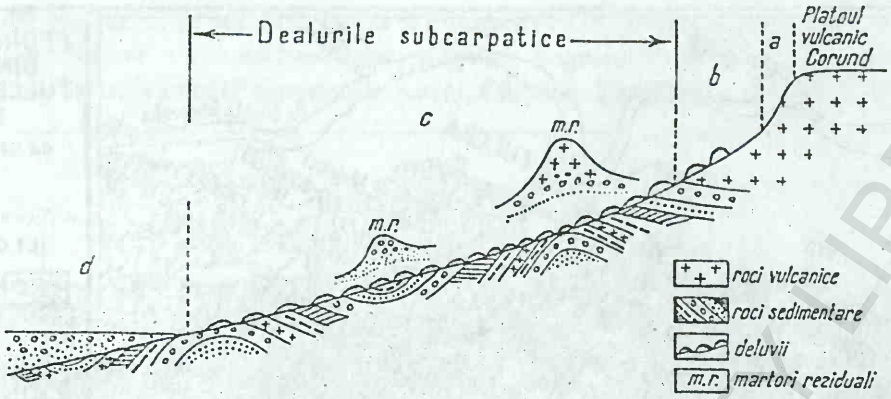


Fig. 3.54. Schema dezvoltării pedimentului în Subcarpații Odorheiului (Mac, 1972): a-scarp; b-sectorul detritusurilor recente; c-suprafața pedimentului; d-parapedimentul.

3.5.4. *Glacisurile*

Glacisurile au rezultat în urma retragerii lente a abrupturilor și constituie suprafețe de racord, acoperite cu depozite acumulate ajunse la o pantă generală de echilibru dinamic. Acestea s-au format în toate fazele de modelare a reliefului, dar s-au păstrat numai cele tinere, adică cele formate în ultima parte a Pliocenului și în Cuaternar, când oscilațiile climatice au fost foarte favorabile dezagregării versanților și acumulării de materiale la baza lor. În general glacisurile cele mai vechi, au fost în mare măsură distruse, iar cele tinere, formate în Cuaternar s-au păstrat mai bine pe marginea depresiunilor de contact, unde reprezintă prelungirea piemonturilor de acumulare. Ultima generație de glacisuri o reprezintă cele formate în Holocen. Se suprapun unor glacisuri mai vechi pe care le-au remodelat.

Glacisurile carpatice s-au dezvoltat în perioada formării suprafețelor de eroziune. Etapele principale, pentru dezvoltarea acestora, au corespuns cu individualizarea suprafețelor medii (Complexul Râu-Șes) favorizate și de înălțările ușoare ale reliefului și a suprafețelor inferioare când glacisurile s-au dezvoltat la periferia munților.

Glacisurile inferioare. Funcție de condițiile care s-au succedat în România și Cuaternar (tectogeneza valahă, climatul din Villafranchian, din interglaciarul Riss-Wurm, sau cel din periglaciar) a avut loc formarea și dezvoltarea unor glacisuri în zonele joase.

– *glacisuri formate după individualizarea teraselor superioare*. Au apărut la ţâţâna teraselor ca forme de racord între versanți și podul teraselor (glacisurile de pe terasele Dunării, Oltului, Jiului, Argeșului, Bistriței ș.a.);

– *glacisurile situate pe rama depresiunilor intracarpatice* (depresiunile Brașov, Gheorgheni, Ciuc) și Subcarpatice, precum și câmpiilor (Câmpia Română, Câmpia Banato-Crișană). S-au format în Romanian și Villafranchian, odată cu piemonturile;

– *glacisurile de la contactul câmpiilor cu Subcarpații și Carpații* (glacisul de la contactul Câmpiei Române cu Subcarpații Curburii, glacisul format la contactul Câmpiei Banato-Crișene cu Munții Apuseni și Munții Banatului.

– *glacisurile de vale* grupează glacisurile de terasă, de luncă și glacisurile de vale propriu-zisă: glacisurile de terasă s-au dezvoltat la baza frunții terasei prin retragerea acesteia; glacisurile de luncă s-au format prin înălțarea luncii, de la albia râului spre versant dând văii aspect de covată; glacisurile de vale propriu-zisă formate pe văi mai mici la contactul vale-versant.

BCU "LUCIAN BLAGA" CLUJ-NAPOCA FIRST ROMANIAN LIBRARY

– *glacisurile de fronturi structurale* – s-au dezvoltat sub fruntea cuestelor şi abrupturilor (Podişul Moldovei, Podişul Someşan, Podişul Târnavelor).

3.6. Relieful glaciar

3.6.1. Dezvoltarea reliefului glaciar în Carpaţii Româneşti

Răcirea climei şi înălţarea reliefului la sfârşitul Pliocenului şi începutul Cuaternarului, au determinat instalarea zăpezilor precum şi apariţia gheţarilor, încât sistemul modelării fluvio-denudaţionale a fost înlocuit cu sistemul modelării glacio-nivale şi glaciare. Modelarea glaciară s-a realizat prin două tipuri de gheţari: gheţari de circ şi gheţari de vale, la care, pe alocuri, s-au adăugat şi gheţari de platou. Instalarea gheţarilor s-a făcut, cu precădere, pe versanţii nordici şi nord-estici unde insolaţia era mai redusă, iar condiţiile de climă aspră, cu temperaturi medii anuale de -10^0C şi precipitaţii abundente, sub formă solidă au favorizat acumularea zăpezii şi gheţii. Gheţarii au avut forme şi dimensiuni diferite de la un loc la altul funcţie şi de relieful pe care s-au format.

Gheţarii de circ au fost de dimensiuni mai mici şi s-au situat îndeosebi, în masivele înalte: Munţii Parâng, Ţarcu-Godeanu, Rodna, Maramureş.

Gheţarii de platou aveau forma unei platoşe de gheaţă care au acoperit suprafeţele netezite, situate la peste 1800 m. Aceştia, fie alimentau gheţarii de circ, fie acţionau direct îndeosebi la muchia dintre suprafaţa platoului şi versant (Ţarcu-Godeanu, Bucegi, Rodna). Unii autori consideră că au existat astfel de gheţari şi în Masivul Ceahlău (Macarovici, 1963).

Gheţarii de vale prezentau dimensiuni mari, cu bazine de alimentare largi (două-patru bazine de alimentare secundare), dispunându-se sub formă de limbi de gheaţă, în lungul unor văi (3-8 km) care coborau până la altitudini de 1300-1400 m în Carpaţii Meridionali şi sub 1000 m în Munţii Rodnei. S-au dezvoltat numai în masivele înalte unde se puteau acumula cantităţi mari de zăpadă (Retezat, Parâng, Făgăraş, Rodna).

3.6.2. Geneza şi morfologia reliefului glaciar din Carpaţii Româneşti

Activitatea modelării glaciare s-a efectuat prin procese de exaraţie, detracţie şi detersie, rezultând formele de relief care, în parte, se păstrează şi în prezent: circuri şi văi glaciare, roci mutonate, striuri glaciare, carlinguri, şei de transfluenţă, la care se adaugă şi formele rezultate din acumulările de materiale. Urmele modelării glaciare, la care facem referiri, se păstrează în zona înaltă dar ele s-au conservat doar în condiţiile în care modelările glaciare mai recente nu au distrus în totalitate relieful moştenit de la fazele glaciare anterioare.

Circurile glaciare sunt cunoscute sub diverse denumiri: căldări, zănoage, găuri, ceea ce explică trăsăturile caracteristice pe care aceste forme le imprimă peisajului alpin din Carpaţi. Constituie cele mai frecvente forme glaciare care se păstrează în relieful glaciar. Ele prezintă forme şi contururi foarte variate, cele mai răspândite sunt circurile simple, dimensiunile mai mari avându-le în masivele care au fost supuse ambelor faze glaciare. Mărimea circurilor a depins şi de expunere şi de gelivitatea rocilor. De aceea în anumite masive se întâlnesc circuri complexe a căror diametre depăşesc 500 m (ex. circurile Bucura, Peleaga, din Retezat; Lotrului şi Jieţului din Parâng; Capra, Buda, Topolog, Zârna, din Făgăraş; Buhăiescu, Repedea, din Rodna ş.a.

Spre avale, circurile sunt închise de praguri cu înălţimi ce variază de la câţiva metri până la peste 100 m, în spatele cărora se află adăpostite lacuri glaciare. Multe dintre acestea sunt

colmatate şi transformate în mlaştini şi turbării. În unele masive montane au fost semnalate circuri embrionare, mai reduse şi puţin dezvoltate, considerate de origine glacio-nivală, situate la altitudini de 1800-1900 m (versantul sudic al Rodnei, obârşiile văilor Cobăşel şi Anieş), în Munţii Bihorului, sub vârful Leaota.

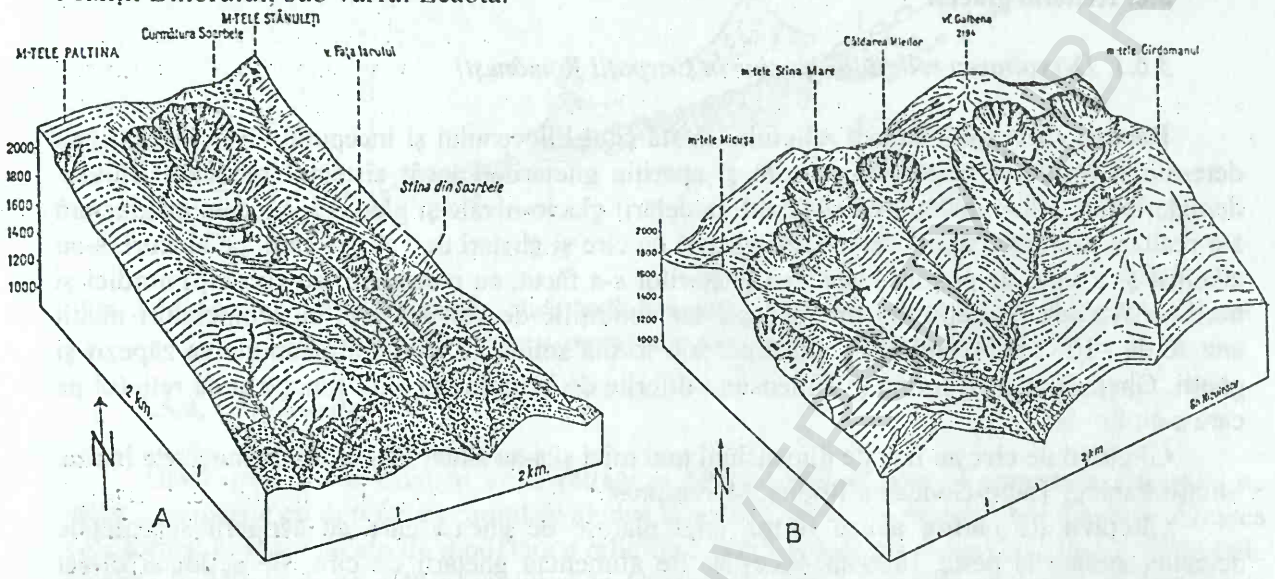


Fig. 3.55. Forme şi microforme ale reliefului glaciar în Masivul Godeanu (Niculescu, 1965): A.Valea Soarbele: M1-morenă frontală inferioară; M2-morenă frontală superioară; Ms – morene stadiale din faza de extindere a gheţarului; B-complexul glaciar Stâna Mare: Mf-morenă frontală; Ml-morenă laterală.

Văile glaciare (fig. 3.55) sunt formele ce se impun cel mai pregnant în relieful actual. Morfogeneza lor a fost favorizată de condiţiile topoclimatice care au permis dezvoltarea unor limbi glaciare. În general, lungimea văilor glaciare variază între 2-8 km. O situaţie aparte se întâlneşte în Munţii Făgăraşului unde versantul nordic nu a permis extinderea gheţarilor în lungime, pe când versanţii sudici cu pante mai reduse, s-au dezvoltat văi glaciare cu lungimi de 6-8 km. Cea mai lungă vale glaciară Lăpuşnicul Mare din Retezat are 18,1 km (Urdea, 2000). Eroziunea glaciară a prelucrat intens văile glaciare, dându-le o formă caracteristică de „U". În profilul lor longitudinal apar adesea ruperi de pantă, cu 2-3 trepte, separate de praguri glacio-structurale înalte de 50-150 m, dar şi aspecte de asimetrie care exprimă o modelare diferenţiată, funcţie de structură şi proprietăţile rocilor. Caracteristici sunt şi umerii (două, trei nivele) care ar fi racordabili cu morenele frontale. La nivelul interfluviilor, modelarea s-a efectuat sub acţiunea intensă combinată a proceselor crionivale şi glaciare, rezultând carlingurile.

Şeile de transfluenţă au fost modelate de masa unor gheţari care transversau crestele de la un circ la altul. Aşa sunt Pojorta şi Portiţa Negoiului din Făgăraş, Retezat, Munţii Bucegi, între Valea Negoiasa şi Cimpoiasa din Munţii Rodnei.

Striurile rocilor mutonate se întâlnesc mai rar la înălţimi mai mari de 1800 m, aceasta şi datorită acoperirii lor cu gelifracte şi sol. Sunt semnalate, totuşi, în masivele Parâng, la nord de circul Găuri, Rodnei (la obârşia Anieşului), Retezat, Făgăraş, Bucegi (la obârşia Văii Doamnele).

Formele de acumulare sunt reprezentate de către morene. Acestea au fost identificate, la diferite altitudini, în toate masivele, cu grade diferite de păstrare. Mai bine păstrate sunt morenele frontale, întâlnite în majoritatea masivelor: Munţii Bucegi, pe Valea Ialomiţei; Munţii Făgăraş, pe văile Capra, Buda; Munţii Retezat, pe văile Pietrele, Râu Bărbat; Munţii Godeanu,

pe văile: Soarbele, Olanului, Paltina; Munții Rodnei pe văile: Pietroasa, Știol, Bila, Lala. Cele mai importante au fost morenele din prima fază glaciară, care sunt situate la altitudini de 762 - 1020 m în Munții Rodnei (Pawlowsky, 1936, Nedelcu, 1959; I. Sîrcu, 1978), iar în Carpații Meridionali între 1370-1650 m (Emm de Martone, 1907; Valeria Velcea, 1961, Gh. Niculescu, 1965; P. Urdea, 2000). În majoritatea cazurilor, morenele au fost distruse de eroziunea post-glaciară, ori sunt acoperite de pădure, încât sunt greu de identificat. Morenele legate de ultimele faze glaciare se situiază la altitudini de peste 1800 (Carpații Meridionali, Munții Rodnei). În alcătuirea morenelor intră materiale ce variază de la blocuri mari până la cele argilo-nisipoase provenite din zona circului și de pe valea glaciară. Pe anumite văi, se păstrează și resturi din morenele de fund și chiar din cele laterale, acestea fiind mai rare din cauza distrugerii sau acoperirii cu grohotișuri. În anumite masive, ca argument al glaciației, alături de morene sunt citate și blocuri eratice (Rodna, Retezat). Mai există și terasele fluvio-glaciare, sau glacio-fluviale, care prezintă caracter local în Parâng, Retezat, Făgăraș, Cindrel.

3.6.3.Aspecte regionale privind modelarea glaciară

Carpații Românești au fost afectați diferențiat de glaciații, aceasta, pe de o parte, din cauza masivității și condițiilor locale, iar pe de altă parte, din cauza diferenței de latitudine. **Carpații Meridionali** datorită masivității și înălțimii, păstrează cele mai tipice forme de relief glaciar în Făgăraș, Retezat, Parâng unde se întâlnesc totalitatea formelor pe mari ansambluri glaciare desfășurate între 1300-2300 m (fig. 3. 56).

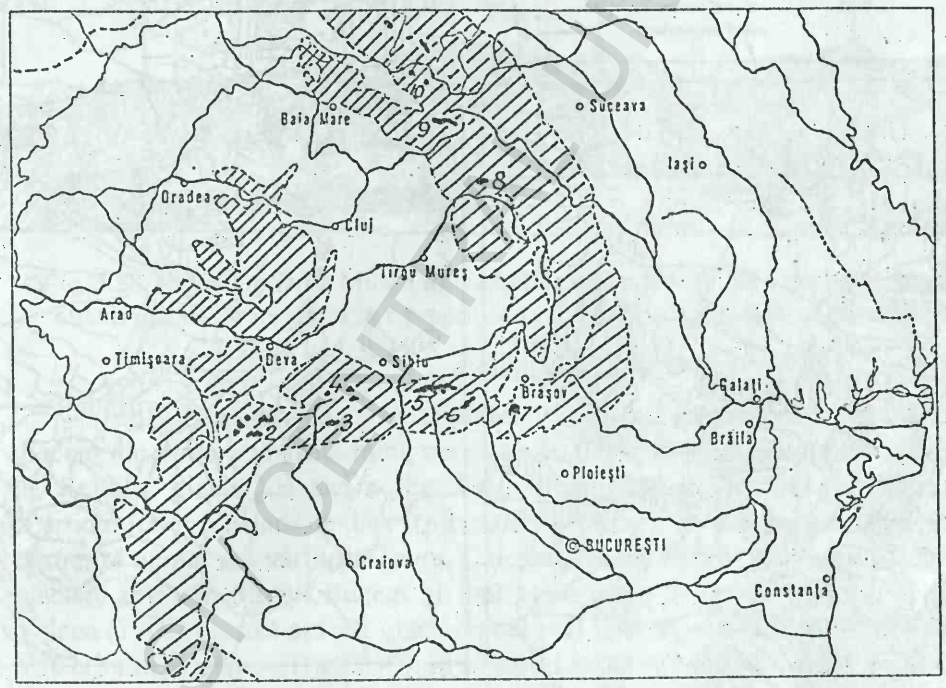


Fig. 3.56. Harta repartiției reliefului glaciar în România (Atlasul României, 1975-1979): 1, Munții Țarcu-Godeanu; 2, Retezat; 3.Parâng; 4, Cindrel; 5, Făgăraș; 6, Iezer; 7, Bucegi; 8, Călimani; 9, Rodna; 10, Maramureș.

În Munții Făgăraș se întâlnesc cele mai multe circuri glaciare (peste 175) și 50 văi glaciare a căror lungimi variază între 4-8 km pe versantul sudic și 2-4 km pe versantul nordic. Acestea sunt grupate pe complexe bazinale: în sud: Capra, Buda, Vâlsan, Valea Rea, Zârna; iar în nord: Șerbota, Laița, Bâlea, Arpaș, Ucea, Sâmbăta (fig.3.57). **Munții Iezer** păstrează forme glaciare numai în jurul vârfurilor Păpușa, Iezer, la altitudini de peste 1650 m.

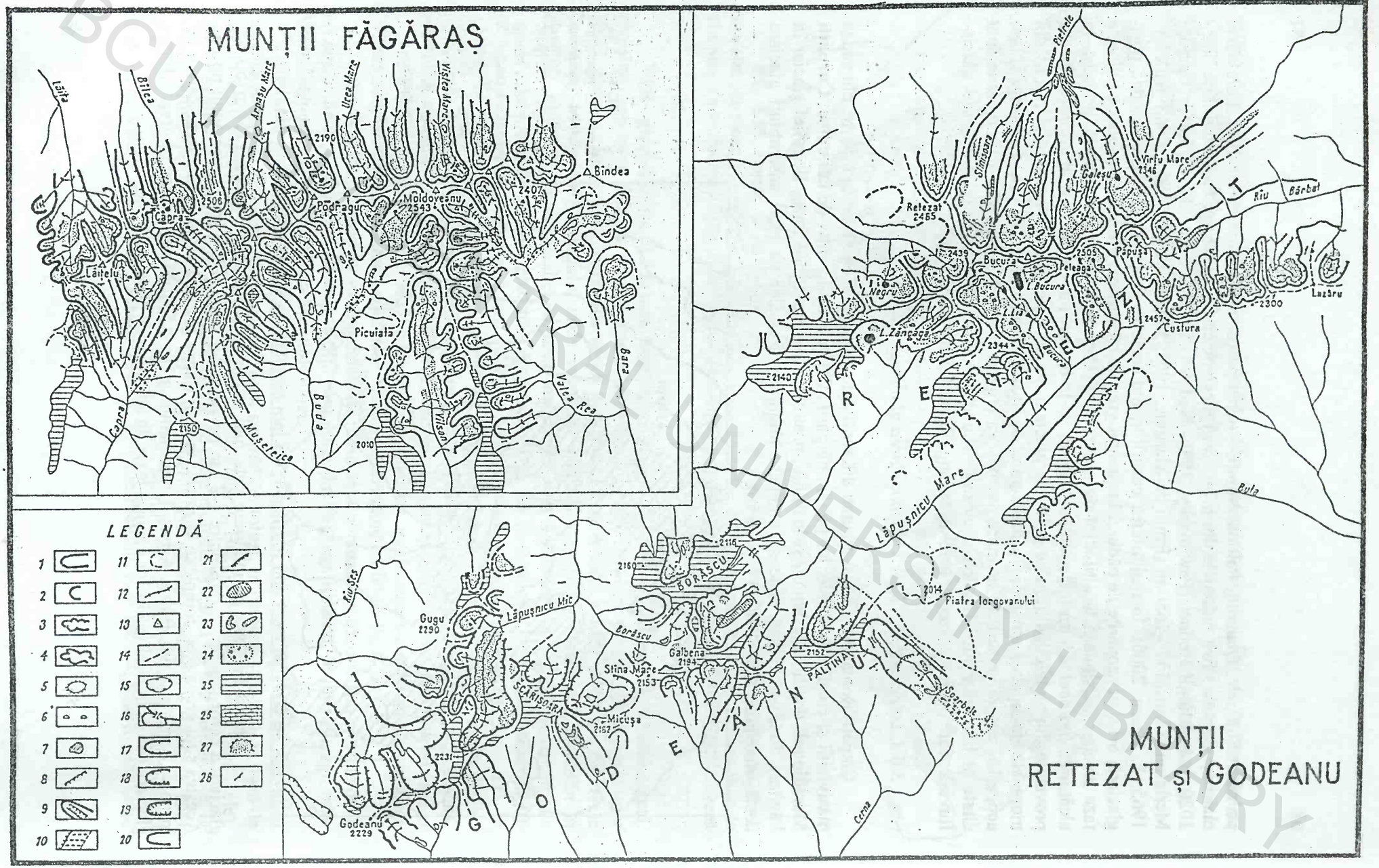

MUNȚII FĂGĂRAȘ
Laita
Bilea
Arpașu Mare
Ucea Mare
Viștea Mare
Bindea
Capra
Podragu
Moldoveanu
2543
Laițelu
Picuiata
Buda
Valea Rea
Bara
Mușcelele
Capra
Retezat
2465
Bucura
Peleaga
Păpușa
Custura
Lazăru
Riu Bărbat
Virful Mare
2346
Galeșu
Piatra
L. Negru
L. Zănoaga
L. Bucura
L. Lia
2344
2140
2457
2300
JU
R
E
Lăpușnicu Mare
Bula
Gugu
2290
Lăpușnicu Mic
Riu Șes
Borăscu
2160
2116
BORĂSCU
2014
Piatra Iorgovanului
Galbena
2194
Stîna Mare
2153
2152
PALTINA
Micușa
2162
CĂRIȘOARA
2231
Godeanu
2229
Cerna
Șerbele
G
O
D
E
A
N
U
MUNȚII
RETEZAT și GODEANU
LEGENDĂ
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28

Fig. 3.56. Harta reliefului glaciar din Munţii Făgăraş (Nedelcu, 1959) şi Munţii Retezat-Godeanu (Niculescu, 1965): 1, depresiuni glaciare; 2, circuri glaciare; 3, circuri complexe; 4, asociaţii de circuri; 5, martori; 6, roci mutonate; 7, lacuri glaciare; 8, praguri glaciare şi glacio-nivale; 9, terase glaciare; 10, nivele de orizont glaciar; 11, circuri glacio-nivale; 12, custuri; 13, piscuri piramidale; 14, culmi rotunjite; 15, suprafeţe modelate de gheţarii de platou; 16, şei de transfluenţă; 17, depresiuni şi circuri consecvente; 18, circuri subsecvente; 19, circuri obsecvente; 20, circuri asecvente; 21, praguri erozivo-structurale; 22, morene glaciare (morene frontale şi laterale); 24, depresiuni fluvio-glaciare; 25, suprafeţe de denudaţie; 26, forme carstice în depresiuni glaciare; 27, grohotişuri; 28, direcţia de înclinare a depozitelor sedimentare.

Munţii Retezat au fost apreciaţi de Emm de Martone ca reprezentând masivul unde se păstrează cele mai variate forme glaciare din Carpaţii Meridionali (fig.3.57). Acestea sunt concentrate îndeosebi în Retezatul central între vârful Bucura şi vârful Păpuşa în câteva complexe glaciare: Lăpuşnic, Pietrele, Râu Bărbat (fig.3.57). Complexele glaciare prezintă 2-4 circuri comune, care se prelungesc cu văi glaciare a căror lungime este de 6-8 km.

În Munţii Şureanu-Cindrel, gheţarii au avut extensiune mai redusă şi au existat doar gheţari de circ cu orientare spre nord, est şi sud.

Munţii Parâng grupează forme glaciare în partea centrală şi nordică, la obârşia râurilor Jieţ, Lotru, Latoriţa, sub formă de complexe cu circuri şi văi glaciare lungi de 6-8 km.

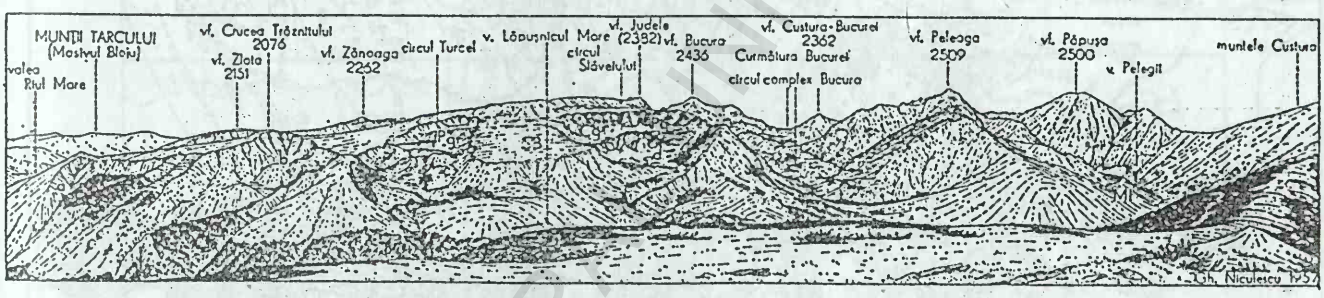


Fig. 3.58. Relief glaciar în Munţii Retezat (Niculescu, 1960): SB – suprafaţa Borăscu; (a,b) trepte de circuri glacio-nivale şi glaciare propriu-zise (c,d); Pg, praguri (Ml), morene laterale; Cg, conuri de grohotiş.

Munţii Godeanu cu un relief glaciar variat, dar de dimensiuni mai reduse, cu circuri şi văi glaciare de dimensiuni mai mici, care rareori depăşesc 1-2 km şi care ajung până la 1450-1600 m. Relieful glaciar de aici a fost bine studiat de Gh. Niculescu (1965). **Munţii Ţarcu** au aparţinut unor gheţari de circ (pirenaici), formaţi în ultima glaciaţie. Formele glaciare se păstrează numai sub vârfurile Ţarcu, Căleanu, Baicu, Pietrei. **Carpaţii Curburii** păstrează forme glaciare clare în Munţii Bucegi şi mai puţin clare în Munţii Leoata. În Bucegi, Micalevich-Velcea (1961) citează opt văi glaciare, cel mai bine reprezentate în complexele Ialomiţa, Gaura, V. Cerbului, Ţigăneşti (fig. 3.59). În Munţii Leaota se păstrează un circ suspendat la NV vârfului Leaota. **Carpaţii Orientali** au fost mai puţin afectaţi de glaciaţie, aceasta şi datorită altitudinii lor mai reduse, comparativ cu cea a Carpaţilor Meridionali. Aici au fost afectate masivele cu înălţime de peste 1900 m (Munţii Rodnei, Maramureşului, mai puţin Munţii Călimani). Se presupune (fără argumente clare) că ar fi existat gheţari şi în Munţii Ceahlău (Macarovici, 1963) şi Ţibleş (Sawicki, 1912).

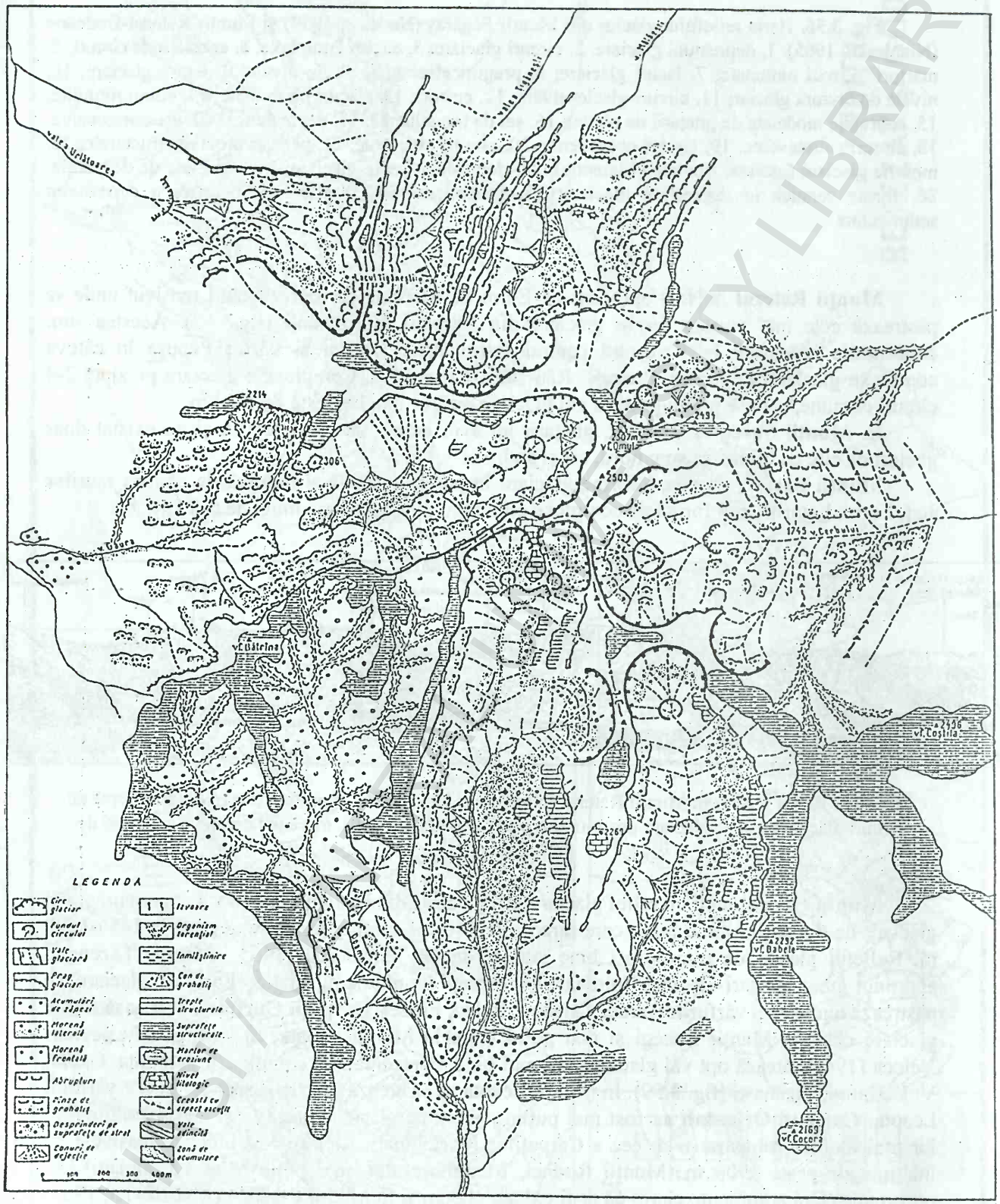


Fig. 3.59. Relieful glaciar din Munţii Bucegi (Valeria Micalevich Velcea, 1961).

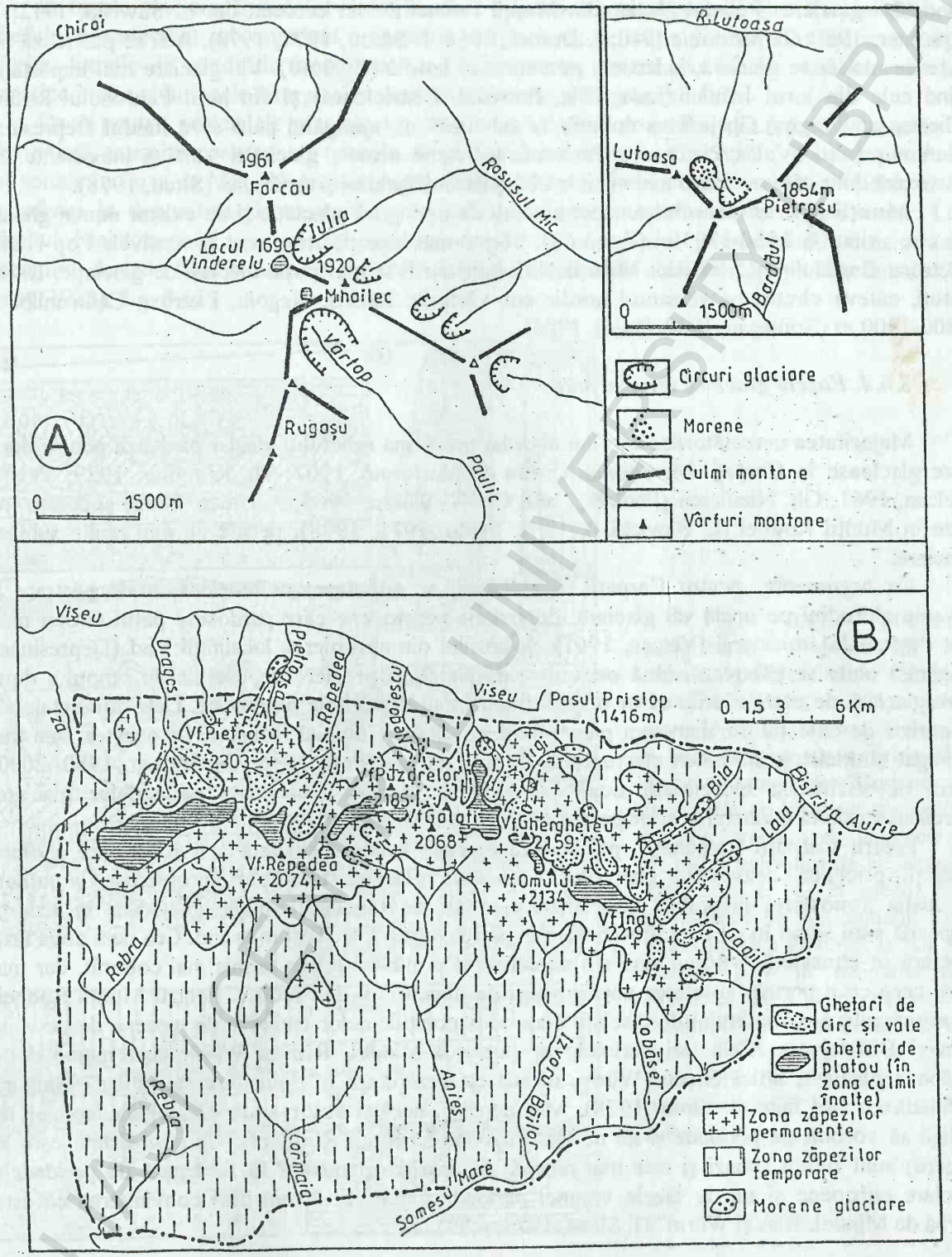


Fig. 3.60. Relieful glaciar din Munții Maramureșului(A) și Munții Rodnei (B) (Sîrcu, 1963, 1978).

BCU CLUJ UNIVERSITY LIBRARY

Munţii Rodnei păstrează dintre masivele Carpaţilor Orientali cele mai clare urme ale modelării glaciare. Relieful glaciar din Munţii Rodnei a fost cercetat de: L. Sawiski, 1912; T. Krautner, 1920; T. Morariu, 1940; I. Donisă, 1968; I. Sârcu, 1971, 1978). Aici se păstrează trei faze de modelare glaciară, îndeosebi pe versantul nordic (fig.3.60). Văi glaciare mai importante fiind cele din jurul Inăului (Lala, Bila, Putredul, Bistricioara) şi din jurul Pietrosului Rodnei (Pietroasa, Dragoş).Gheţarii au coborât la sub 1000 m, ajungând până spre fundul Depresiunii Maramureşului (Valea Pietroasa). Pe versantul sudic urmele glaciaţiei sunt ca inexistente. Se păstrează doar câteva circuri mai mici, la obârşiile Cobăşelului şi Anieşului (Sîrcu, 1978).

Munţii Maramureşului au fost afectaţi de o singură glaciaţie şi au existat numai gheţari de circ situaţi la 1550-1700 m (fig. 3.60). Forme mai bine păstrate sunt în masivele Pop Ivanu, Pietrosu Bardăului şi Mihailec. **Munţii Călimani** au fost mai puţin afectaţi de glaciaţie. Există totuţi, câteva circuri pe versantul nordic sub vârfurile Rătitiş, Negoiu, Pietrosu Călimanilor la 1800-1900 m (Someşan, 1932; Bojoi, 1986).

3.6.4. Fazele glaciare din Carpaţi

Majoritatea cercetătorilor care au abordat problema reliefului glaciar pledează pentru două faze glacioase în Carpaţii Meridionali (Emm de Martonne, 1907; Th. Krautner, 1929; Valeria Velcea, 1961; Gh. Niculescu şi colab. 1960; Gh. Niculescu, 1965; P. Urdea, 2000) şi pentru trei faze în Munţii Rodnei (L. Sawicki, 1912; I. Sârcu, 1971, 1978), fiecare cu mai multe subfaze glaciare.

Ca argumente, pentru Carpaţii Meridionali, se amintesc: morenele frontale păstrate la diverse altitudini pe unele văi glaciare; depozitele pleistocene care pardosesc patul Grotei mari din Peştera Ialomicioarei (Velcea, 1961), şi profilul din apropierea localităţii Vad (Depresiunea Făgăraş) unde se păstrează două orizonturi de pietrişuri grosiere depuse aici în timpul a două faze glaciare de către râuri a căror obârşii fragmentau depozitele morenaice. Cele două etaje ale conurilor de dejecţie din marginea piemontană nordică a Câmpiei Române. La acestea s-au mai adăugat şi analizele de polen efectuate în diverse puncte (Pop, 1936, Cîrciumaru, 1980, 2000) care, de asemenea evidenţiază două perioade de răcire, echivalente perioadelor glaciare. Precizarea exactă a vârstei acestor periode întîmpină însă greutăţi.

Pentru Carpaţii Româneşti, prima fază glaciară este considerată a fi Riss, care a oferit condiţii prielnice dezvoltării gheţarilor de calotă glaciară aflată în apropierea Carpaţilor, circulaţia atmosferei favorabilă unor mari cantităţi de zăpadă. Limitele gheţarilor în această perioadă s-au situat în jur de 1500-1600 m în partea nordică şi 1850 m în sud. Cea de a doua fază glaciară se consideră Würmul care s-a caracterizat printr-un regim termic mai coborât, dar mai arid, ceea ce a permis instalarea unor gheţari de dimensiuni mai reduse. Pentru Munţii Rodnei, ca argumente ale numărului de glaciaţii s-au adus poziţiile celor trei serii de morene de pe văile Bila şi Bistricioara. Cele trei perioade ar putea fi Mindel, Riss şi Würm, sau numai două perioade glaciare, adică Riss şi Würm, ultima cu dezvoltare în două faze sau chiar o singură perioadă cu trei faze (I. Sîrcu, 1978). Mai departe, acelaşi autor arată că „logica faptelor ne obligă să vorbim de perioade şi nu de faze, deoarece Munţii Rodnei (şi Carpaţii Româneşti, în genere) sunt munţi scunzi şi este mai normal ca apariţia gheţarilor să fie legată de perioadele glaciare europene şi nu de fazele vreunei perioade oarecare. Avem deci convingerea că este vorba de Mindel, Riss şi Würm" (I. Sîrcu, 1978, p.79).

3.7. Relieful periglaciar

În fazele glaciare, în arealul situat în afara etajului afectat direct de glaciație, modelarea reliefului s-a efectuat sub impulsul proceselor periglaciare, gelivația și nivația având intensități diferite, funcție de condițiile topoclimatice. De asemenea, aceste procese au modelat crestele carpatice înalte și în fazele interglaciare continuând chiar și în prezent.

Dacă pentru perioadele glaciare vechi (Günz, Mindel) dovezile sunt inexistente, pentru Riss există anumite presupuneri (penele de gheață din exteriorul Carpaților, franjuri și soluri poligonale în falezele Mării Negre) iar pentru ultima parte a Pleistocenului există suficiente date cu referiri la depozitele și structurile periglaciare, la procese și forme, la vegetație etc. La sfârșitul Pleistocenului, teritoriul României se situa în domeniul permafostului continental discontinu dovadă fiind structurile și penele de îngheț semnalate chiar în Câmpia Română de C. Coteț (1976), fig. 3.61.

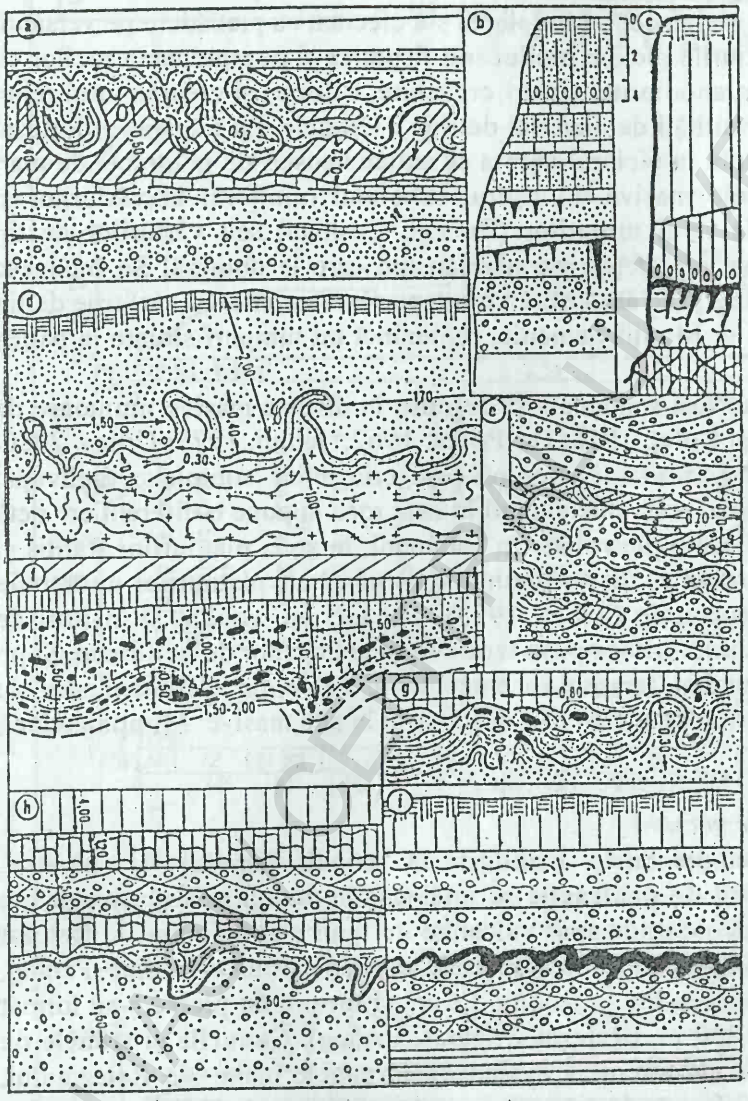


Fig. 3.61. Structuri periglaciare – crioturbații în câteva profile din Câmpia Română (Coteț, 1976): a-în marnele de la Băneasa, Giurgiu; b- pene periglaciare în pietrișurile de Frățești din Valea Găuriciu; c - în argilele de Mostiștea pe malul Lacului Strachina; d - în orizontul de tufuri vulcanice de la Toceni-Dobrești; e - în depozitele piemontane de la Coloneși; f-în terasa înaltă a Prahovei la sud de Băicoi; g - în nisipurile de Mostiștea la Coconi pe malul lacului; h - în valea Colentinei, în orizonul de argile de sub pietrișurile de București; i - în pietrișurile din carierele de la Băneasa, București.

Admițând existența penelor de gheață în diverse zone din țară (Depresiunea Brașov, Câmpia Română), a teraselor de crioplanație menționate pentru zonele montane, a involuțiilor și

pungilor periglaciare, a depozitelor de versant cu stratificaţie ritmică şi a solifluxiunilor, se poate aprecia că în această parte a Pleistocenului era un climat de nuanţă arctică care se caracterizează prin veri scurte şi răcoroase (3-4 luni) şi precipitaţii medii 300-400 mm (în zonele montane) şi chiar mai reduse în zonele joase. În aceste condiţii, modelarea fluvială a fost limitată atât ca durată cât şi ca areal, sau chiar anihilată complet, fiind înlocuită cu modelarea periglaciară (Ichim, 1983).

Procesele şi formele periglaciare actuale se grupează pe fondul celor vechi, unele fiind completate cu cele de azi, iar altele au fost fosilizate sau chiar distruse.

3.7.1. *Forme de relief periglaciar*

– **Forme reziduale** (de dezagregare) au rezultat în urma modelării periglaciare, fie în condiţiile existenţei unui etaj criogen supraglaciar (custurile, vârfurile piramidale Făgăraş – Retezat), fie la marginea gheţarilor pleistoceni. Modelarea s-a efectuat cu precădere pe versanţii abrupţi, neacoperiţi de zăpadă, ciclurile glelive producând fisurarea şi dezagregarea rocilor cu precădere a celor gelive (granite, granodiorite, şisturi cristaline, calcare) şi crearea unui relief ruiniform cu degajarea unei mari cantităţi de material detritic). Crestele din Făgăraş şi Retezat constituie adevărate lame de ferestrău la piciorul cărora se situau haosuri de gelifracte de mari dimensiuni (Urdea, 2000). În unele masive, în cadrul reliefului ruiniform al vârfurilor şi crestelor, s-au detaşat şi forme de tipul turnurilor (Bucegi, Ceahlău) sau vârfurilor de tip mamelonat care se desprind de pe suprafeţele de nivelare pe care le domină. Se întâlnesc îndeosebi în Făgăraş, Retezat, Parâng şi se aseamănă cu tumpurile siberiene. Şi vârfurile de tip „Gozna" descrise de Coteţ (1973) în Munţii Semenic, reprezintă tot tumpuri situate la partea superioară a suprafeţei Semenic.

– **Terasele de crioplanaţie** au fost semnalate şi descrise în diverse masive muntoase de către T. Morariu, 1940; Martiniuc şi Coteţ, 1956; Gr. Posea, 1962; Ichim, 1973; Urdea, 2000. Aceste forme reprezintă rezultatul combinării unor procese criogenice complexe (gelivaţia, nivaţia, sortarea periglaciară). Cele mai relevante situaţii în care roca impune o diferenţiere netă a proceselor morfogenetice sunt terasele dezvoltate în Călimani, în zona platourilor Rătitiş şi Drăguş (fig.3.62), ceea ce demonstrează că discontinuităţile de pantă ale platourilor nu trebuie interpretate ca simple elemente structurale (Ichim, 1973). Tot aici au rezultat şi martori de gelifracţie detaşaţi prin retragerea abrupturilor opuse teraselor şi grămezilor de gelifracte. Şi pe granitoidele din Retezat s-au dezvoltat terasete, asemănătoare celor din Călimani, dar de dimensiuni mai reduse. Terase de crioplanaţie au fost descrise şi în alte masive: Munţii Rodnei, Ciucaş-Zăganu, Bucegi, Ceahlău.

3.7.1.1. Forme periglaciare de versant

Sunt generate de criopedimentaţie, manifestarea crioclastismului şi nivaţiei, solifluxiunilor şi creepului. **Versanţii de gelifracţie** se întâlnesc în majoritatea masivelor din Carpaţii Meridionali şi, îndeosebi, acolo unde apar vulcanite de tipul granitoidelor. În Retezat ocupă areale importante în Munţii Galeşu, Valea Rea, Pietrele, dar şi pe şisturi cristaline, Parâng, Făgăraş. În Carpaţii Orientali sunt răspândite în Rodna. **Râuri şi torenţi de pietre** s-au format numai în masivele înalte la peste 1800 m. (Retezat, Făgăraş, Parâng). **Conurile şi trenele de grohotiş** au o origine mixtă (conuri de torenţi + avalanşe). În zonele înalte ale Retezatului, Făgăraşului, trenele de grohotiş sunt afectate de procese de rock-creep şi deplasări vâsco-plastice favorizate pe alocuri de prezenţa permafrostului (Urdea, 1993).

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

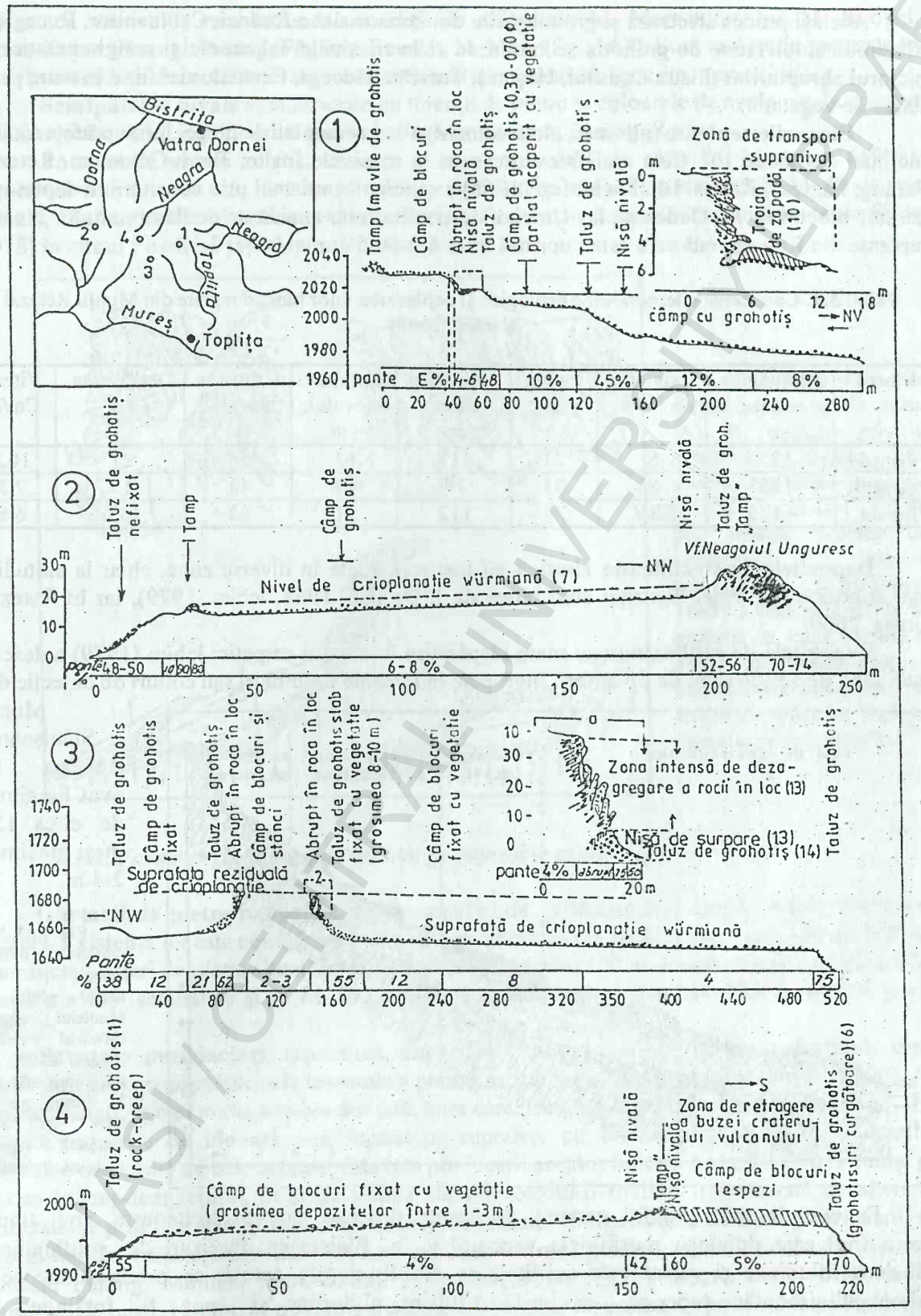


Fig. 3.62. Terase de crioplanație în Munții Călimani (Ichim, 1972-1973)

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Acelaşi proces afectează şi grohotişurile din zona înaltă a Rodnei, Călimanilor, Bucegilor, Maramureşului.Trene de grohotiş se întâlnesc şi în masivele calcaroase şi conglomeratice la piciorul abrupturilor (Piatra Craiului, Hăşmaş, Trascău, Bucegi, Ceahlău, aici fiind în mare parte fixate de vegetaţie).

Blocurile reptante (glisante, alunecătoare) s-au semnalat, de obicei, pe suprafeţe a căror înclinări depăşesc 10^0. Cele mai frecvente sunt în masivele înalte: Ţarcu-Goldeanu, Retezat, Parâng, Făgăraş, Rodna. Gh. Niculescu (1965) explică mecanismul prin care are loc deplasarea acestor blocuri în M. Godeanu, iar Urdea a determinat rata anuală de deplasare a unor blocuri reptante din Retezat, rată care este cuprinsă între 6,8-10,5 cm/an (tabel 3.4).

Tabel 3.4. Caracteristicile, condiţiile ecologice şi deplasarea unor blocuri reptate din Munţii Retezat (Urdea, 2000)

Blocul	Altitudinea, m	Expoziţia	Panta, grade	Lungimea bloc, cm	Lăţimea blocului, cm	Grosimea blocului, cm	Deplasarea, cm	Viteza, Cm/an
Peleaga I	1850	S	23	117	63	56	21	10,5
Peleagall	1853	S	23	79	49	43	15	7,5
Lolaia	1875	SSV	25	112	71	52	13,6	6,8

Depozitele cu stratificaţie ritmică au fost remarcate în diverse zone, chiar la altitudini mai coborâte (pe Valea Bistriţei sunt citate de I. Donisă, 1968, Ichim, 1979), iar în Retezat, Urdea, 2000.

Depozitele de solifluxiune au mare răspândire în arealul carpatic; Ichim (1979) a descris mari lupe de solifluxiuni de tip amorf, îngropate în terasele unor râuri sau conuri de dejecţie din Munţii Stânişoarei. Acestea au avut lungimea de circa 150 m şi grosimea 2-4 m.

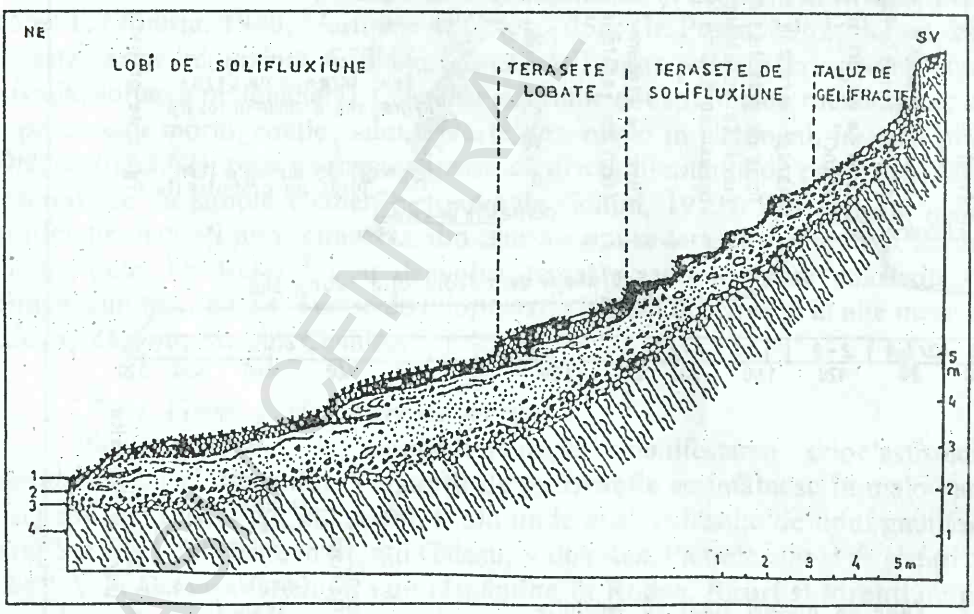


Fig. 3.63. Microforme solifluxionale pe versantul nordic al Muntelui Dracşanu (Masivul Retezat) (Urdea, 2000): 1, sol humicosilicatic; 2, orizont nisipolutos cu sfărâmături; 3, regolit; 4, şisturi cloritoase.

Funcţie de microrelieful generat de aceste procese, autorul recunoaşte trei tipuri de forme care dominau morfologia versanţilor în Pleistocen: glacisuri de solifluxiune, văi de solifluxiune şi versanţi de solifluxiune. Solifluxiunile actuale se produc îndeosebi în etajul montan superior, la peste 1700 m altitudine şi pot fi întâlnite în

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

majoritatea masivelor care întrunesc condiţii de altitudine: M. Maramureşului, M. Rodnei, Ciucaş-Zagan, Bucegi, Parâng, Făgăraş, Retezat, M. Mare (fig. 3.63). Sunt mai puţin prezente în arealele muntoase dezvoltate pe un substrat format din vulcanite (granite, granodiorite).

Semipâlniile nivale sunt asociate cu torenţii de pietre şi culoarele de avalanşe. În prezent se întâlnesc în etajul superior din masivele Făgăraş, Retezat, Parâng, Rodna.

Potcoavele nivale au fost descrise pentru prima dată de către De Martonne (1907). Explicarea formării lor este dată de Niculescu (1965) (fig.3.64). Se păstrează în M. Godeanu, Retezat, Făgăraş (văile Muşeteica, Urlea), Parâng, Rodna. În Rodna sunt menţionate de Sîrcu (1978) în circul Puzdrele şi pe Valea Cobăşel.

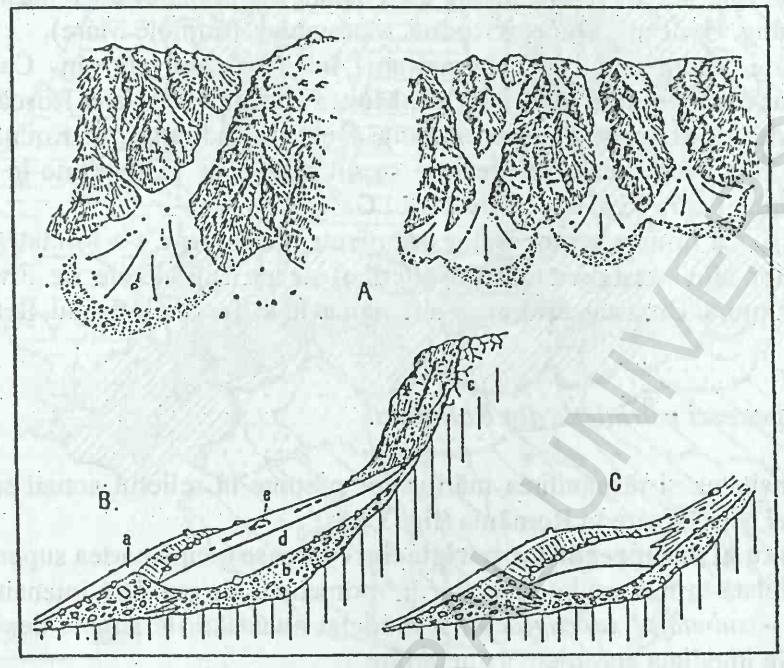


Fig. 3.64. Potcoave nivale izolate şi în releu (A); B, secţiune printr-o potcoavă nivală; C, accentuarea depresiunii din spatele potcoavei nivale prin tasările produse de persistenţa zăpezii acumulate (Niculescu, 1965): a-potcoavă nivală; b-grohotiş la baza pantei; c-zona de desprindere a materialului dezagregat; d-lentilă de zăpadă; e-pietre care alunecă pe zăpadă.

3.7.1.2. Forme periglaciare dezvoltate pe suprafeţe plane

Gheţarii de pietre reprezintă mari acumulări de gelifracte sub formă de lob, limbă sau spatulă. Existenţa lor este condiţionată de prezenţa gheţii interstiţiale. În Retezat, Urdea (1993) a identificat gheţari de pietre situaţi între altitudinea de 1690-2200 m. Prezenţa acestora în relieful carpatic a fost semnalată şi în M. Rodnei, M. Făgăraş, majoritatea cazurilor în circuri şi văi glaciare.

Pavajele periglaciare reprezintă un relief format în condiţiile permafostului, când molisolul, prin proprietăţile sale texturale a permis aşezarea pe lat a lespezilor (Urdea, 2000). Au fost semnalate în mai multe masive din ţară, între care: Retezat, Vlădeasa, Făgăraş.

Câmpurile de blocuri s-au format pe suprafeţe cu înclinare slabă, 5-7^0, în condiţii climatice deosebite de cele actuale. Cauzele producerii acestor blocuri nu trebuie pusă numai pe seama îngheţ-dezgheţului, ci şi pe seama slăbirii coeziunii rocilor, determinată de alterarea mineralelor prin hidratare (Sîrcu, 1978). Sunt constituite din gelifracte de mari dimensiuni, cu aspect haotic, caracteristice masivelor cu substrat din roci granitice (granitoidele din Retezat, Vâlcan, Parâng, Muntele Mare-Gilău). În Rodna, Sîrcu (1978) descrie astfel de forme la altitudini de peste 1800m, pe povârnişul nordic al Munţilor Negoiasa, în jurul vârfului Puzdrelor,

BCU "LUCIAN BLAGA" CLUJ-NAPOCA UNIVERSITY LIBRARY

în circurile Bila şi Lala. Bazându-se pe dimensiunile mari ale blocurilor (10-15 m^3), ale gelifractelor din Retezat, Urdea (2000) apreciază vârsta acestora ca würniană şi tardiglaciară.

Cercurile de pietre s-au format în condiţii deosebite de cele actuale, specifice climatului periglaciar sau tardiglaciar. Au fost semnalate în câteva masive din Carpaţii Meridionali, de Niculescu (1965), în Muntele Căleanu (Masivul Ţarcu, la 2100 m) şi în Retezat, de Urdea (vârful Păpuşa Custurii, 2209 m).

Microdepresiunile nivale (nişe nivale) reprezintă forme create în condiţiile unei scoarţe de alterare groase, alcătuită din elemente fine, s-au chiar pe depozite morenaice. Termenul de nişă nivală utilizat de Sîrcu este acela că adăposteşte zăpadă sau neve-uri, şi nu în sensul că este format de zăpadă prin tasare. Microdepresiunile nivale sunt semnalate în majoritatea masivelor înalte (Retezat, Făgăraş, Parâng, Godeanu, Bucegi, Rodna, Maramureş, Muntele Mare).

Muşuroaiele înierbate reprezintă microformaţiuni întâlnite frecvent în Carpaţii Româneşti, la altitudini chiar mai coborâte (800-900 m), Munţii Banatului, Poiana Ruscă şi la altitudini mari în Ţarcu-Godeanu, Retezat, Făgăraş, Parâng, Bucegi, Rodna ş.a. În Rodna, ele sunt răspândite în muntele Faţa Mesei, care se prezintă ca un platou, ce se menţine în jurul altitudinii de 1800 m şi muntele Piatra Rea, la vest de vârful Gargalău ş.a.

Cuvertura de alterare. Ca urmare a proceselor crionivale pleistocene s-a format şi cea mai mare parte a depozitelor eluviale (cuvertura de alterare) de pe suprafeţele de nivelare aparţinând Complexului Sculptural Borăscu, aşa cum s-a remarcat în în Ţarcu-Godeanu, Retezat, Iezer.

3.7.2. *Unităţile morfogenezei würmiene din România*

Având în vedere intensitatea şi răspândirea mărturiilor păstrate în relieful actual se pot distinge etajele morfogenezei periglaciare în România (fig. 3.65).

Etajul crioplanaţiei sau al dezagregărilor periglaciare intense ocupă partea superioară a Carpaţilor care a fost modelată în mai multe faze, dar în momentele de maximă intensitate a coborât până spre 1000 m: – *subetajul supraglaciar* a modelat nunatakurile situate deasupra gheţii; – *subetajul glaciar* din imediata apropiere a gheţarilor.

Etajul morfogenezei periglaciare situat între 1000 (1200) – 600 m a afectat cu precădere versanţii, îndeosebi prin procese de solifluxiune, cu procese care s-au desfăşurat în condiţii similare cu deplasarea molisolului pe substratul îngheţat (pergelisol) chiar în cazul pantelor cu înclinări mici, producând un microrelief vălurit sau terasat. Solifluxiunile au îndeplinit rolul dominant de modelare şi au creat chiar un relief specific sub formă de excavaţii, pâlnie, văi de salifluxiune, martori de eroziune, terase de solifluxiuni, văi de deraziune (în sensul arătat de Mac, 1972). Perioadele cele mai favorabile au fost cele de tranziţie (interstadial) şi tardiglaciar (ultima parte a Wurmului 15.500-11.000 î.Hr.)

Etajul depresiunilor intramontane a avut un regim morfogenetic aparte (depresiunea Maramureş, Giurgeu, Ciuc, Braşov, Haţeg). Aici inversiunile au asigurat persistenţa unui permafost continuu, fapt dovedit de prezenţa penelor de fisuraţie şi structurelor poligonale citate în literatură (Mihăilescu, Morariu, 1957; Coteţ, 1960; Cîrciumaru, Păunescu, 1975; Ichim, 1975).

Etajul inferior sau al zonei de tranziţie situat sub 600 m între domeniul permafostului discontinuu şi domeniul permafostului carpatic. Era domeniul stepei reci cu procese de acumulare eoliană şi slabe procese de modelare fluvială. Îngheţul a provocat deformări în depozitele fine. S-au format, astfel, pene şi „franjuri", involuţii (fig. 3.61).

BCU MUZEUL NATIONAL AL UNIRII - BIBLIOTECA

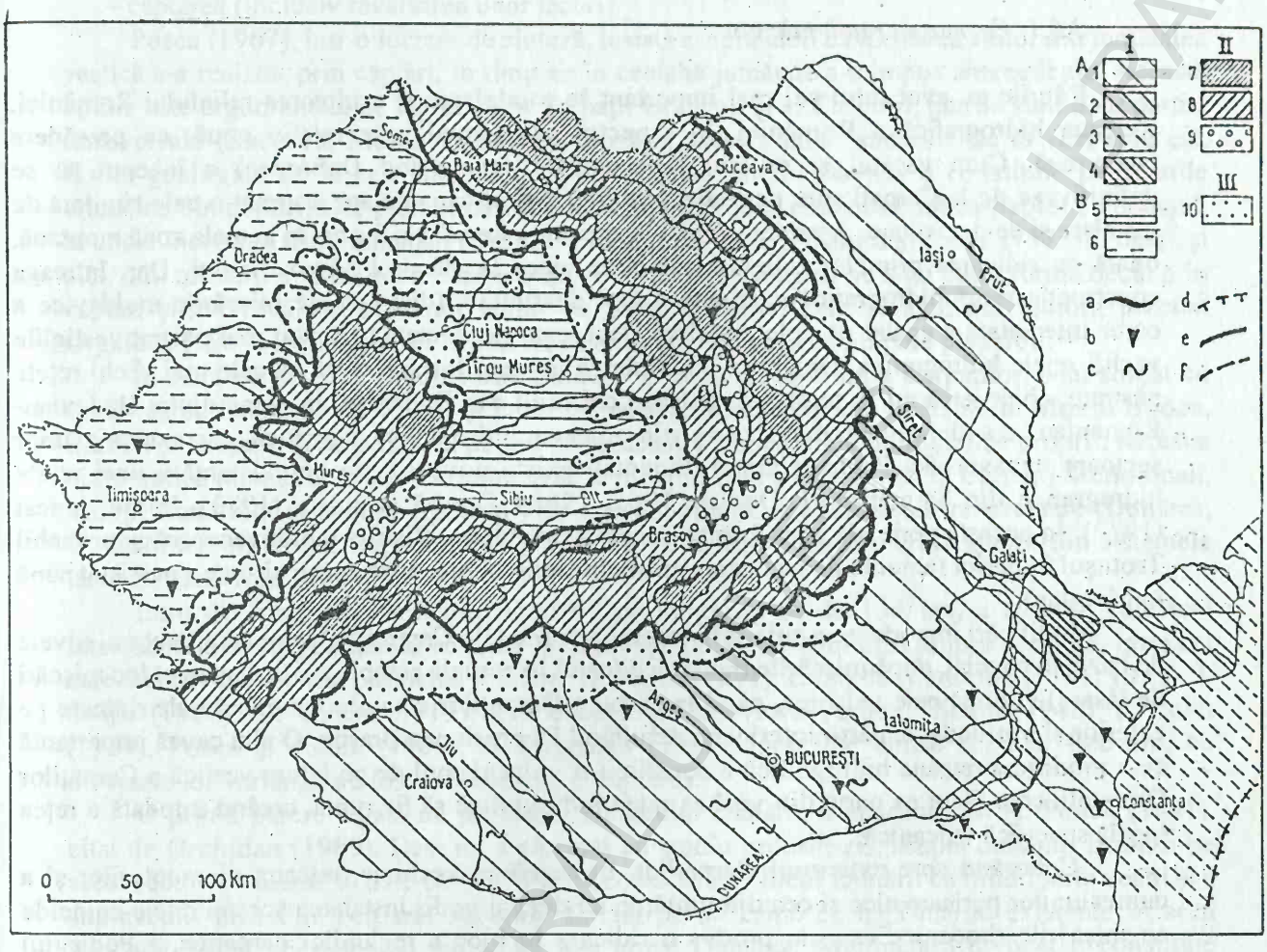


Fig. 3.65. Unităţile morfogenetice periglaciare würmiene din România (Ichim, 1983 în *Geografia fizică a României*, vol. I): I. Domeniul periglaciar al permafrostului regional continental discontinuu: A, regiunea extracarpatică supusă influenţei climatului continental siberian; 1, cu permafros degradat prin evoluţia morfoclimatică normală; 2, cu permafrost degradat prin acumularea de aluviuni; 3, cu permafrost degradat prin transgresiune marină; 4, etaj de criopedimentaţie. B. Regiunea periglaciară influentată de circulaţia atmosferică vestică cu pergelisol degradat: 5, subregiunea Depresiunii Transilvane cu un rol important al inversiunilor termice în evoluţia fenomenelor periglaciare; 6, subregiunea vestică supusă influenţelor climatului de vest şi din sud vest. II. Domeniul periglaciar carpatic (etajat): 7, etajul crioplanaţiei sau a dezagregărilor intense; 8, etajul eroziunii termice sau al solifluxiunilor; 9, depresiuni cu regim de permafrost continuu; III. Zonă de tranziţie între domeniul permafrostului discontinuu şi domeniul permafrostului carpatic; a, relief glaciar; b, pene de îngheţ (inactive) şi pene de gheaţă; c, crioturbaţii; d, linia de ţărm a Mării Negre în Würm (în timpul maximei regresiuni); e, limita dintre domeniile periglaciare; f, limita zonei de tranziţie.

BCU IAŞI CENTRAL LIBRARY

3.8. Relieful fluvial

3.8.1. Formarea rețelei de văi

Râurile au avut rolul cel mai important în modelarea şi sculptarea reliefului României. Rețeaua hidrografică a României, în aspectul său actual, este relativ nouă, cu precădere cuaternară. Cum uscatul şi relieful țării noastre (exceptând Dobrogea) a început să se definitiveze de la Carpați spre periferie, rezultă că şi rețeaua de ape a urmat o cale similară de instalare şi de dezvoltare. Aşadar, cea mai veche rețea de văi s-a format în actuala zonă montană, odată cu ridicarea primelor reliefuri carpatice, deci la sfârşitul Mezozoicului. Dar, întreaga construcție morfohidrografică existentă a fost desființată (distrusă) de mişcările moldavice a căror intensitate a egalat pe cele austrice. Deci, este de necrezut că s-au mai păstrat vestigiile vechii rețele hidrografice. De aceea, majoritatea geografilor apreciază că cele mai vechi rețele păstrate, chiar dacă nu în totalitate, datează cel mult din Badenian. În etapa dintre Badenian-Romanian, s-a definitivat mare parte din rețeaua hidrografică carpatică, cu excepția unor sectoare transversale. Pentru Carpații Orientali există dovezi certe de existență a unei rețele hidrografice din Sarmațian (I. Donisă, 1965, 1968), Donisă şi colab. (1973), Barbu, Ionesi (1972). În această perioadă s-au format Suceava, Moldova, Bistrița moldovenească şi probabil Trotuşul Superior (amonte de lacul care exista în Depresiunea Comăneşti şi care a persistat până în Meoțian).

Modificări importante a suferit hidrografia la poalele Carpaților, unde au apărut noi nivele de bază, în special, după mişcările rhodanice (când în actuala câmpie vestică au avut loc mişcări de lăsare) şi după cele valahice, când la curbura Carpaților s-au produs mişcări de ridicare pe exterior şi scufundarea părții interioare, rezultând Depresiunea Braşov. O altă cauză importantă ce a modificat rețeaua hidrografică a constituit-o vulcanismul de pe latura vestică a Carpaților Orientali, ce a făcut ca parte din vechea rețea hidrografică să fie ruptă, creând totodată o rețea locală specifică vulcanică.

Coborând spre exteriorul Carpaților, urmează ca vechime, rețeaua piemonturilor şi a depresiunilor pericarpatice şi cea din unitățile de deal şi podiş.Instalarea acestei rețele coincide cu mişcările rhodanice care au produs o ridicare în bloc a regiunilor carpatice, a Podişului Transilvaniei, a Subcarpaților Moldovei şi parte din Podişul Moldovei. Remanierile hidrografice, începute încă din timpul mişcărilor valahice, au determinat distrugerea piemonturilor şi adâncirea rețelei hidrografice. În Podişul Moldovei, prima generație de văi instalate a avut un caracter consecvent şi s-a instalat progresiv cu retragerea spre sud a lacului. Dintre râurile importante, Siretul şi Prutul s-ar putea încadra în această categorie, dar ele sunt mai tinere decât râurile carpatice (Băcăuanu, 1973).

Şi în Podişul Transilvaniei, rețeaua hidrografică s-a instalat pe măsura retragerii apelor şi dispariția mării panonice. Retragerea s-a făcut secvențial în anumite zone. Depresiunea Făgăraş, zona Secaşelor au funcționat în regim lacustru până în Romanian. În Cuaternar s-a instalat rețeaua hidrografică din actualele câmpii joase, s-a format tronsonul Dunării, s-a adâncit vechea rețea şi au avut loc unele remanieri (captări), inclusiv în zona montană (formarea actualelor trasee ale Oltului şi Mureşului ş.a. Una din caracteristicile de seamă ale Carpaților o constituie şi numărul mare al văilor total sau parțial transversale. Opiniile şi ipotezele cu privire la mecanismul formării lor converg spre trei moduri de explicare:

– instalarea râurilor în lungul unor sisteme de falii sau/şi discontinuități importante (tectonice);

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

– adâncirea antecedentă;
– captarea (inclusiv revărsarea unor lacuri).

Posea (1967), într-o lucrare de sinteză, insistă asupra ideii că formarea văilor din jumătatea vestică s-a realizat prin captări, în timp ce în cealaltă jumătate s-a impus antecedența. Această opinie este argumentată de faptul că în Carpații Orientali și ai Curburii, râurile sunt doar parțial transversale (Suceava, Moldova, Bistrița, Buzău), acestea tăind succesiv de la vest spre est, fâșiile geologice de la cele mai vechi spre cele mai tinere. Dovada o constituie pietrișurile cristaline din conurile lor piemontane din Subcarpați și de la contactul Subcarpaților cu podișul, la unele începând din Sarmațian (Donisă, 1965, 1968, 1972), Donisă și colab. (1973). Totuși, și aici, unii afluenți ai Bistriței moldovenești (Bistricioara, Neagra) nu s-au putut forma decât prin captări și/sau revărsări ale unor lacuri de baraj vulcanic. Dar, și aici, unii autori, precum Orghidan (1969) credea că este vorba tot de antecedență, ceea ce nu pare plauzibil.

În ceea ce privește modificările produse în zona de curbură a Carpaților, s-au soldat cu scufundarea Depresiunii Brașov și întreruperea râurilor ce-și aveau obârșiile în Munții Bodoc, Baraolt și Perșani, și organizarea pentru zona lacustră a unei rețele hidrografice proprii. Rețeaua hidrografică rămasă spre sud a continuat să se mențină prin antecedență. În Carpații Meridionali, Munții Banatului și Munții Apuseni cele mai importante văi sunt total transversale (Dunărea, Oltul, Mureșul, Crișul Repede), iar formarea lor este legată de dispariția apelor din sistemele lacustre transilvan și panonic.

Întrucât, formarea Defileului Dunării, pe lungimea sa de 134 km, a suscitat cele mai interesante discuții, emițându-se toate ipotezele posibile, ne vom opri asupra acestuia. Între cei care au abordat această problemă reținem: A. Penck (1891); Emm de Martonne (1907, 1931); J. Cvijić (1908); G. Vâlsan (1919); R. Ficheaux și Genevieve-Vergez Tricom (1948); P. Coteț (1954); Posea și colab. (1965); N. Orghidan (1969). Ipotezele emise cel mai frecvent, cu diversele lor variante, au fost antecedența și captarea.

O primă părere legată de problema Defileului Dunării, a aparținut lui A. Penck (1891), citat de Orghidan (1969). Deși nu a efectuat un studiu propriu-zis, asupra cursului Dunării pe acest sector, în lucrarea „Die Donau" Penck consideră Defileul Dunării ca fiind foarte vechi și a supravețuit încă din Terțiarul superior, format pe un canal ce lega mările existente în acea perioadă. Când acestea s-au retras, lor le-a urmat Dunărea. Argumentul invocat îl constituie fauna, peștii care trăiesc în Dunăre și care se întâlnesc și în Lacul Caspic. Peștii s-au extins în acest canal când Marea Neagră încă nu era legată de Mediterana, ci forma un al doilea lac Caspic.

Un alt geograf care a considerat formarea Defileului Dunării prin antecedență a fost J. Cvijić (1908). Preluând ideia lui Penck, el efectuează o amplă cercetare la teren (atât pe versantul nordic al Dunării cât și pe cel sudic, cu o cartare a urmelor eroziunii și a teraselor Dunării din defileu). Concluziile sale arată că valea transversală a Dunării este foarte veche, putând fi urmărită până în Miocen, când exista sub forma unei strâmtori marine. Începând din Pontian, prezența Dunării este pusă în evidență de terasele etajate care se pot racorda chiar dacă au suferit și ele deformări din cauza mișcărilor tectonice. Pe partea apuseană, terasele au fost deformate, din cauza înălțării munților și a scufundărilor din Bazinul Panonic, o înclinare contrară cursului Dunării. Concluziile lui Cvijić au fost primite cu oarecare neîncredere în lumea specialiștilor geologi și geomorfologi și au fost supuse unor critici, îndeosebi din partea adepților captării.

Un susținător convins al antecedenței a fost și Orghidan (1969). El aduce în sprijinul ipotezei prezența faunei bentonice ponto-caspice relicte precum Crustaceul *Carophium* care s-a

păstrat în adâncurile cazanelor încă de la existența canalului de legătură între cele două mări. Astfel, Orghidan (1969) concluzionează: „Departe de a fi un intrus în Bazinul Getic, cum s-a afirmat, Dunărea se dovedeşte moştenitoarea directă a vechiului canal de legătură între mările din Bazinul Ponto-Caspic şi cele din Bazinul Panonic. Nici mişcările tectonice şi nici schimbările climatice n-au avut amploarea cerută spre a putea întrerupe aceste legături" (p. 144).

Cel care avea să formuleze pentru prima dată o ipoteză legată de captare a fost Emm. de Martonne (1902, 1907, 1931). Fiind impresionat de mişcările tectonice de la sfârşitul Terţiarului a dedus că aceste mişcări nu puteau să nu deranjeze şi cursurile râurilor formate mai înainte. În lucrarea „La Valachie" (1902) se pronunţă în favoarea captării Lacului Panonic. În 1907, el revine asupra acestei păreri, declarând că ezită între ipoteza captării (prin intermediul Cerna-Porecica) şi cea a revărsării Lacului Panonic, în urma înălţării nivelului acestuia. Totodată, afirmă că terasele din Defileu sunt toate cuaternare şi că străpungerea a avut loc la finele Pliocenului.

Ipoteza captării a fost reluată de către G. Vâlsan (1919). Argumentele folosite de Vâlsan se sprijină pe părţile mai slabe din lucrarea lui Cvijic. Constată că din harta realizată de acesta, asupra teraselor din defileu, lipseşte terasa pontică din regiunea Graben-Milanovac (unde se constituie cumpăna celor mai mari înălţimi din defileu). De aici râurile curg în direcţii diferite, ceea ce îl face să creadă că la acest nivel s-a produs captarea. Alte argumente aduse de Vâlsan ar fi: tinereţea văii în Defileu şi faptul că Dunărea, în Oltenia, este mai tânără decât bazinul Jiului.

Ipoteza captării sub diverse variante este întâlnită şi la alţi autori: R. Ficheaux şi Verges-Tricom (1948), Coteţ (1945), Posea şi colab. (1963, 1964). Alţi geografi s-au pronunţat în favoarea formării Defileului Dunării prin revărsarea Lacului Panonic sau pe cale tectonică pe un sistem de falii. În 1896 a apărut lucrarea lui Fr. Toula în care străpungerea transversală este pusă în legătură cu Lacul Panonic şi deversarea acestuia spre Lacul Getic rămas mai coborât. Ideea acestuia apare şi la alţi geografi între care Schafarzik şi Scholnoky. În aceeaşi perioadă cu lucrarea lui Toula, unii geografi români (Gh. Iannescu, 1895 şi M. Drăghiceanu, 1896), explicau formarea acestui curs prin prezenţa unei falii.

Cercetările geologice şi hidrogeologice mai noi efectuate în Oltenia de la vest de Jiu, de către Enciu (1998) aduc date noi în privinţa existenţei unui râu (PaleoDunărea) încă din Dacianul inferior. Drept argument este conul deltaic în grosime de cca. 60 m, constituit din strate de nisip grosier cu pietriş şi, subordonat, strate metrice de pietriş. Ponderea ridicată a pietrişurilor în axul lobului deltaic constituie un argument adăugat la ipoteza lui Peters (1876), aceea a existenţei unui râu (PaleoDunărea) în Dacianul inferior.

3.8.2. *Terasele râurilor*

Terasele şi luncile, situate în lungul râurilor, reprezintă cele mai tinere forme de relief care pot fi generalizate pe ansamblul morfosculptural fluvial. Formarea lor este atribuită atât eroziunii laterale, cât şi celei lineare, procese determinate de modificările de pantă şi oscilaţiilor debitelor lichid şi solid ce au avut loc pe văi, îndeosebi în cuaternar. Modificările au fost impuse, în primul rând de mişcări neotectonice ale nivelelor de bază (lacurile din Câmpia Română, Câmpia de Vest şi ale Mării Negre) care au dus la schimbări altimetrice periodice în profilul longitudinal al talvegurilor. În al doilea rând, variaţiile climatice au produs modificări de debite şi mai ales schimbări în raportul dintre debitul lichid şi solid. Tocmai de aceea, studiile efectuate asupra teraselor au urmărit cu precădere adâncirea cunoaşterei genezei şi, mai ales, evoluţia cuaternară a

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

acestui tip de relief, pentru că terasele sunt martorii cei mai reprezentativi şi concludenţi ai simptomelor tectonicii şi ai raporturilor acesteia cu ceilalţi factori modelatori.

Referitor la numărul şi existenţa teraselor, părerile diferă destul de mult, de la un autor la altul. Dacă la început, studiile despre terase au prezentat trei terase (îndeosebi geologii), ulterior numărul acestora a crescut la 5 terase, pentru râurile de la exteriorul Carpaţilor şi chiar 8 terase pentru Dunăre în defileu (J. Cvijić). În ultima vreme, ca urmare a detalierii cartărilor din lungul văilor, numărul lor a sporit ajungându-se la 9-16 nivele pentru Bistriţa moldovenească (Badea, Popa, 1961; Donisă, 1968) şi tot atâtea pentru râuri din Piemontul Cândeşti (Paraschiv, 1965), sau Subcarpaţii Vrancei (Grumăzescu, 1973). Cum numărul acestora s-a dovedit neracordabil, pentru întreaga lungime a râului, s-a revenit la 8 terase pentru Subcarpaţii Vrancei, iar Donisă să menţioneze numai 7 terase, pentru Bistriţa, restul având caracter local.

Urmărind terasele din lungul unor râuri principale, se observă o detaşare a sistemelor de terase de pe latura exterioară a Carpaţilor faţă de cele de la interiorul lor. Ca desfăşurare, terasele au o largă extensiune în lungul marilor artere hidrografice: Prut, Siret, Olt, Someş, Mureş. De aceea vom încerca o analiză a teraselor principalelor râuri.

Terasele râurilor din partea de est. Terasele Prutului formează un sistem de şapte nivele cu înălţime relativă până la 140-150 m. În cadrul sistemului se individualizează: T_1 = 15 m; T_2 = 20-25 m; T_3 = 30-35 m; T_4 = 60 m; T_5 = 90-100 m; T_6 = 110 m; T_7 = 140-150 m. În afara acestora se delimitează şi două terase de luncă: 2-3 m şi 4-6 m. Terasele au o dezvoltare generală constantă, care s-a observat şi la afluenţii principali din Câmpia Moldovei (fig. 3.66).

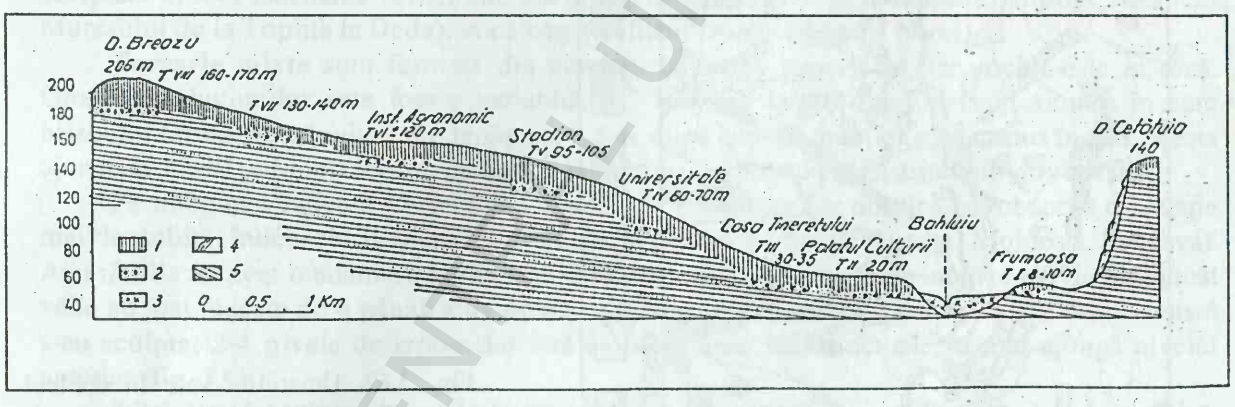


Fig. 3.66. Terasele râului Bahlui în zona municipiului Iaşi (Băcăuanu, 1968)

Siretul prezintă un sistem de terase mai variat. Prin deplasarea albiei râului spre est, valea a căpătat o asimetrie pronunţată cu desfăşurarea teraselor, mai ales pe partea dreaptă. Cele 12 nivele, cu altitudine relativă până la 200-210 m, apar fragmentar pe stânga, dar pe partea dreaptă sunt continui până în aval de confluenţa Trotuşului. În aval de Mărăşeşti, terasele dispar, pierzându-se în Câmpia Piemontană sau se afundă în Câmpia Siretului inferior. Se păstrează doar terasele inferioare cu apariţie pe stânga văii (Donisă, Hârjoabă, 1974).

Între afluenţii Siretului, **Bistriţa** este considerată ca având cel mai dezvoltat şi complet sistem de terase (Donisă, 1968). În amonte de Depresiunea Dornelor, au fost semnalate 9 nivele de terase (fără treptele de luncă), terase ce ajung la altitudinea relativă de 200 m. În aval de Broşteni şi până la ieşirea râului din munte au fost puse în evidenţă 14 nivele, deasupra celor considerate de luncă, cea mai înaltă fiind treapta situată la 275 m altitudine relativă întâlnită doar

în arealul flişului, ca şi treapta inferioară (240-250 m). În avale de Piatra Neamț, numărul teraselor se reduce la 8, cele mai înalte trepte fiind de 170-180 m.

Bârladul reprezintă un alt afluent important al Siretului. Prezintă 6-7 nivele de terase cu altitudine relativă până la 190 m.

Râurile din partea de nord-est a Câmpiei Române situate între Trotuş-Dâmbovița. La aceste râuri se constată fenomenul similar Siretului, cu reducere şi apoi dispariția teraselor datorat fenomenului de subsidență. Pentru aceste râuri se pot remarca trei sectoare: **Sectorul montan**, cu dezvoltarea fragmentară a unor terase inferioare; sectorul **subcarpatic** cu terase bine reprezentate, dar cu unele deformări tectonice (exemplu terasele Putnei Vrâncene). Sectorul de câmpie unde se remarcă dispariția totală a teraselor şi afundarea lor sub depozitele câmpiei. **Argeşul** este, ca şi **Dâmbovița,** însoțit în zona subcarpatică de terase bine reprezentate (7-9 terase), care se reduc ca număr pe măsură ce intră în câmpia de divagare. În aval de Bucureşti, terasele apar în număr de trei, pe ambele râuri şi numai pe partea stângă.

Râurile din partea de sud a țării. Jiul şi Oltul sunt însoțite, de asemenea, de serii de terase bine dezvoltate (7-9 terase) în sectoarele montane şi subcarpatice, dar care se reduc ca număr pe măsura apropierii de Dunăre. În defileu, Oltul păstrează numai fragmente din terasele superioare (160-150 m şi 150-135 m) şi din cele inferioare (25-30 m)fig. 3.67). Jiul în regiunea subcarpatică şi piemontană are 6-7 terase, cu o largă dezvoltare în suprafață.

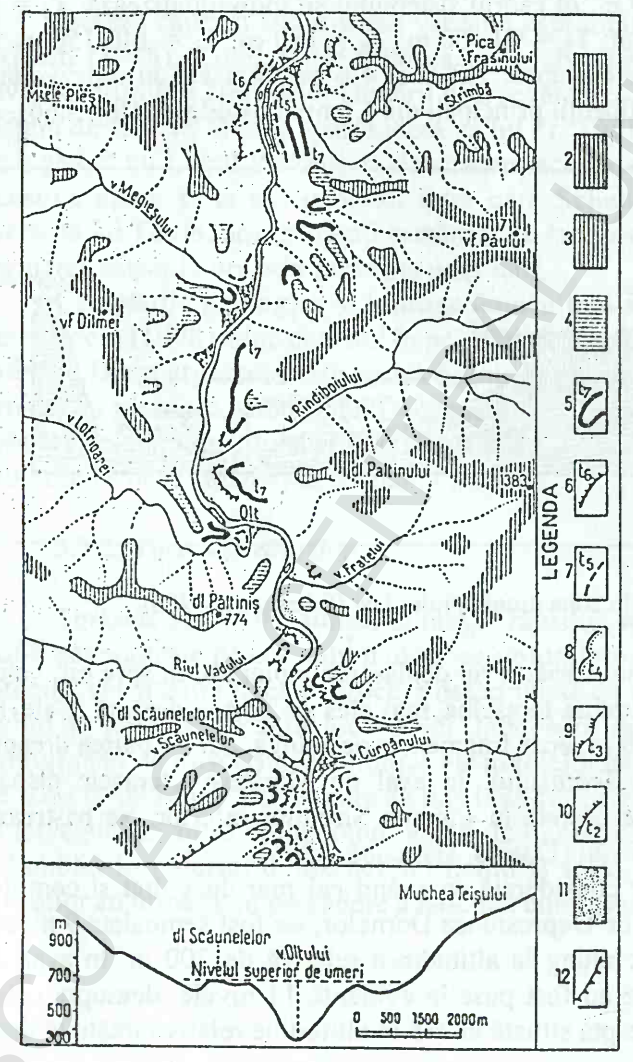


Fig. 3.67. Umeri de vale în defileul Oltului la Turnu Roşu (N. Poescu): 1. Suprafața de eroziune de 1300-1500 m; 2, suprafața de eroziune de 950-1150 m; 3, nivelul superior de umeri de vale; 4, nivelul inferior de umeri de vale; 5 – 10, terase; 11, lunca; 12, abrupturi structurale şi petrografice.

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Râurile din vestul ţării. Prezintă în cursul mijlociu 8-9 terase, iar la trecerea spre câmpie se reduc până dispar în zona de subsidenţă. În **Podişul Transilvaniei** situaţia este diferită de la un râu la altul. Mureşul şi Someşul ajung la 8-9 nivele de terase (Morariu, Gârbacea, 1960; Morariu, Donisă, 1968), care prezintă unele deformări tectonice locale. Pentru Olt, în Depresiunea Făgăraş, Popescu (1990), menţionează 6 nivele de terase, dar dintre acestea, 3 au o dezvoltare fragmentară foarte redusă. **Râurile dobrogene** au un număr redus de terase (10-15 m; 20-30 m; 50-60 m).

Terasele Dunării. În general, terasele Dunării apar bine reprezentate în relief, cu excepţia unor porţiuni din Oltenia, unde cuvertura nisipurilor falsifică altitudinea şi le maschează frunţile (Coteţ, 1976). Dunărea are sistemul de terase cel mai extins (fig. 3.68). In Defileul de la Porţile de Fier există 8 terase (incluzând şi nivelul de 200 m). O caracteristică a teraselor Dunării este reducerea numărului acestora pe măsura înaintării spre est, determinată de retragerea lacului din Câmpia Română. Dacă în vestul Olteniei există 8 terase (10-12 m; 20-23 m; 40-30 m; 47-39 m; 67-48 m; 88-58 m; 110-103 m; 165-128 m) până la Desnăţui, în aval până la Jiu există 7 terase. În continuare rămân numai 6 nivele care ajung fragmentar până la Argeş. Aici se constată pierderea a 3 nivele. Între Argeş şi Mostiştea s-au evidenţiat trei terase, iar mai departe numai două dintre ele cea de 20-23 m se pierde la nivelul văii Jegălia. Terasa inferioară se poate observa până la Valea Călmăţuiului de unde se confundă cu Câmpia Brăilei.

3.8.2.1. **Structura teraselor.** Diversitatea condiţiilor în care a decurs procesul de formare a teraselor se reflectă şi în structura acestora. În cea mai mare parte, terasele sunt constituite din depuneri aluviale şi numai excepţional apar ca trepte în rocă.

Terasele în rocă se întâlnesc pe areale reduse şi numai în sectoare ale râurilor de munte, sculptate în roci rezistente constituite din şisturi cristaline (Defileul Oltului), eruptive (Defileul Mureşului de la Toplita la Deda), în calcare (Defileul Dunării, Cheile Nerei).

Terasele mixte sunt formate din aluviuni la partea superioară, iar soclul este în rocă. Grosimea aluviunilor este foarte variabilă, 2-3 m până la 6-8 m. Există şi situaţii în care orizontul format din aluviuni nu depăşeşte 0,5 m, după cum se menţionează cazuri în care acesta ajunge la 15-20 m (unele terase ale Putnei vrâncene, sau terase ale Bistriţei moldoveneşti).

Pe marginea estică a Carpaţilor Orientali, în jumătatea lor nordică, se observă o situaţie mai deosebită, îndeosebi la terasele inferioare şi de luncă (râurile Bistriţa, Moldova, Suceava). Aici râurile au avut o adâncire rapidă, după care a urmat o perioadă de intense aluvionări, încât văile au fost înecate de o pânză aluvionară cu grosime de 30-40 m. În această pânză aluvionară s-au sculptat 2-4 nivele de terase dar fără ca talvegurile văilor actuale să mai ajungă nivelul anterior (fig. 3.69).

3.8.2.2. **Alcătuirea teraselor.** La râurile care străbat aria carpatică şi subcarpatică, depozitele aluvionare care intră în alcătuirea teraselor sunt predominant de tipul bolovănişurilor şi a pietrişurilor grosiere. La cele din podişuri şi dealuri domină pietrişurile şi nisipurile, iar în câmpie nisipurile şi mai rar pietrişuri mărunte şi intercalaţii de luturi nisipoase. Materialele aluvionare suportă la partea superioară depozite mai fine de tipul luturilor loessoide cu grosimi destul de mari ce pot ajunge la 20-25 m, îngropând orizonturile aluvionare (cazul teraselor din Câmpia Moldovei, fig. 3.66). Originea acestor materiale este coluvială şi deluvio-proluvială. La unele depozite se pot observa şi orizonturi de soluri fosile. În regiunea montană, aceste materiale sunt indinţate cu deluvii sau chiar depozite de versant (cazul văilor din Munţii Stânişoarei – semnalate de Ichim, 1979).

BCU „M. EMINESCU" IAŞI
GEOLOGIE-GEOGRAFIE

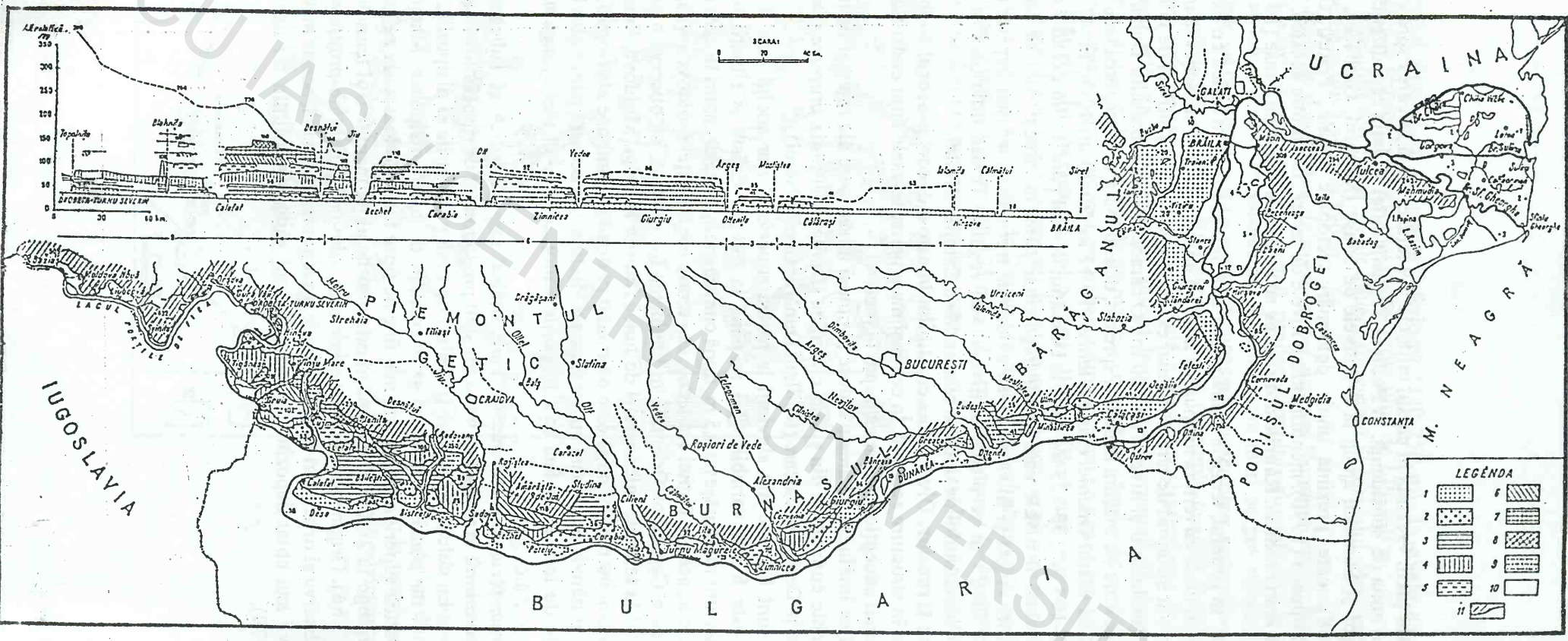


Fig. 3.68. Lunca şi terasele Dunării (Niculescu, în Geografia văii Dunării româneşti, 1969): 1, terasa I (Călăraşi); 2, terasa a II-a (Corabia); 3, terasa a III-a (Băileşti); 4, terasa a IV-a (Măceşu); 5, terasa a V-a (Căscioarele); 6, terasa a VI-a (Greaca); 7, terasa a VII-a (Perişor); 8, terasa a VIII-a (Cearângu); 9, terase locale; 10, luncă; 11, limita văii Dunării.

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

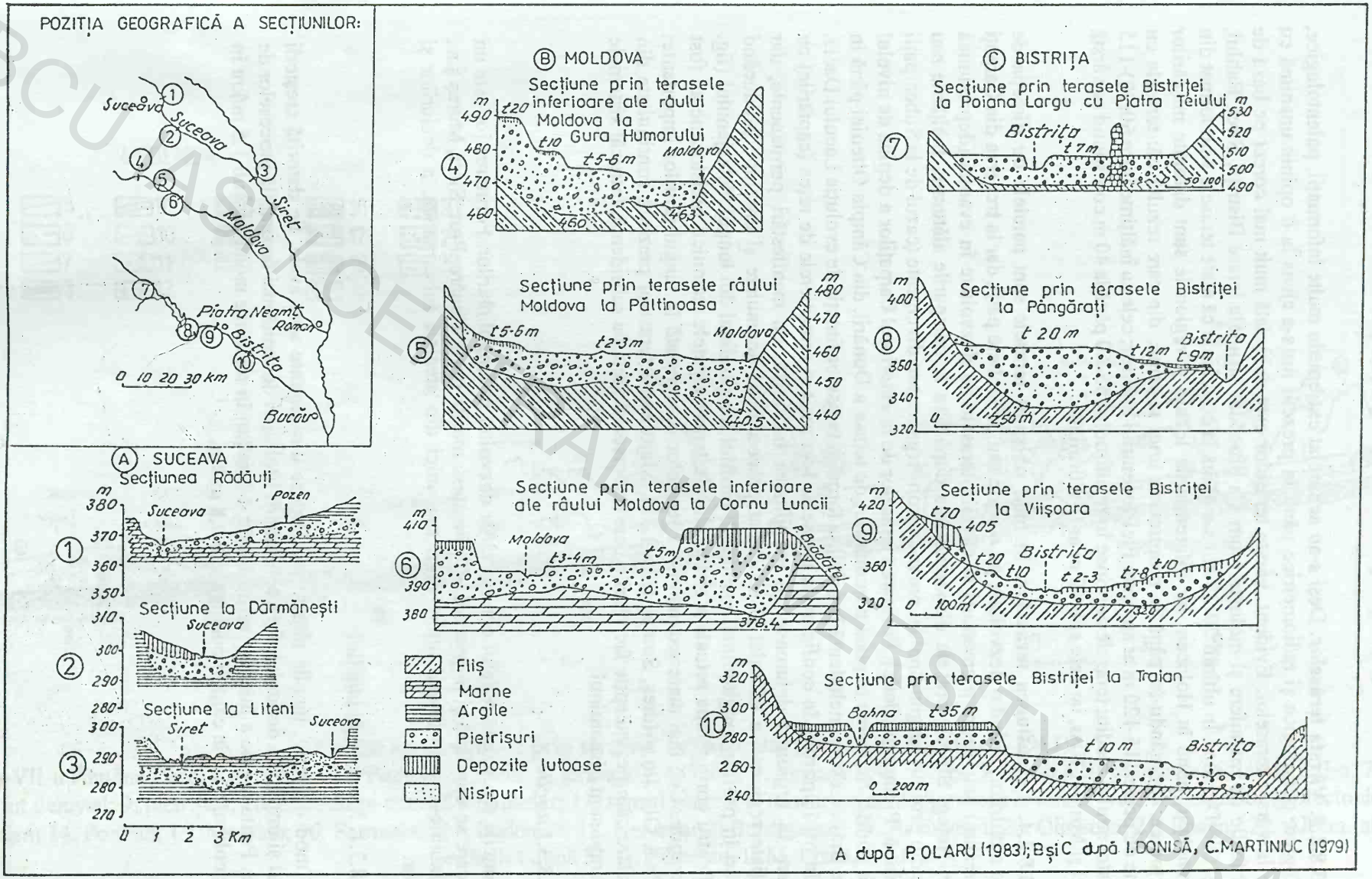


Fig. 3.69. Structura teraselor de pe rama estică a Carpaților Orientali

BCU "ALEXANDRU IOAN CUZA" IAȘI DIGITAL LIBRARY

3.8.2.3. Vârsta teraselor. Deşi s-au acumulat extrem de multe informaţii, palentologice, arheologice, pedologice şi radiometrice până în prezent nu s-a ajuns la o opinie unanimă cu privire la vârsta teraselor. Evident, vârsta teraselor este apreciată mult mai corect pe bază de resturi fosile de mamifere şi moluşte (cum s-a procedat la unele terase Bistriţa, Siret, Bahlui, Someş, Olt, Dunăre). În ultimii 20-25 ani s-a ajuns la concluzia că toate terasele s-au format din Villafranchian până în Holocen, iar diferenţierile locale şi regionale sunt datorate mişcărilor neotectonice, mergându-se până la propunerea unei scheme, din care rezultă că: terasele cu înălţime de peste 115-120 m ar aparţine Pleistocenului inferior; cele cu înălţime între 60(90)-115 m Pleistocenului mediu; terasele cuprinse între altitudini 65-60 până la 40 m corespund ca vârstă Mindel şi Mindel-Riss, iar cele sub 40 m ar fi Würmiene.

3.8.2.4. Extensiunea teraselor. În mod obişnuit terasele sunt paralele cu direcţia de curgere a râurilor, având o dezvoltare pe o parte sau pe ambele părţi, dar la trecerea din Carpaţi în depresiuni sau dintre piemonturi şi câmpii, terasele au dezvoltare în evantai (depresiunea Braşov, Haţeg, Sibiu), terasele dispărând una după alta în câmpurile alăturate. Înălţările sau lăsările din profilul longitudinal au provocat convergente sau divergente (cazul de la Subcarpaţii de Curbură, Piemontul Getic). Formarea teraselor de la exteriorul Carpaţilor a depins de nivelul de bază pontic. Scăderea treptată a numărului de terase a Dunării, din Câmpia Olteniei până în Câmpia Brăilei, este concludentă în privinţa formării teraselor funcţie de evoluţia Lacului Dacic.

Un rol important în configuraţia teraselor l-au avut şi remanierele de reţea (captările) cu precădere în regiunile deluroase. Şi mobilitatea tectonică, cu manifestări permanente, dar diferenţiate regional, a stimulat şi schimbat procesele de acumulare şi eroziune producând deformări în profilul longitudinal: exemplul, profilul longitudinal din lungul Teleajenului (fig. 3.70). Pentru configuraţia actuală a sistemului de terase efectele tectonicii pleistocene au fost considerabile. Cea mai mare extensiune a teraselor se constată în lungul râurilor importante: Siret, Prut, Olt, Jiu, Mureş, Someş (fig. 3.71). Majoritatea teraselor prezintă continuitate din munte către câmpie, excepţie fac râurile care traversează zone de subsidenţă, întrucât sistemele lor de terase sunt discontinui.

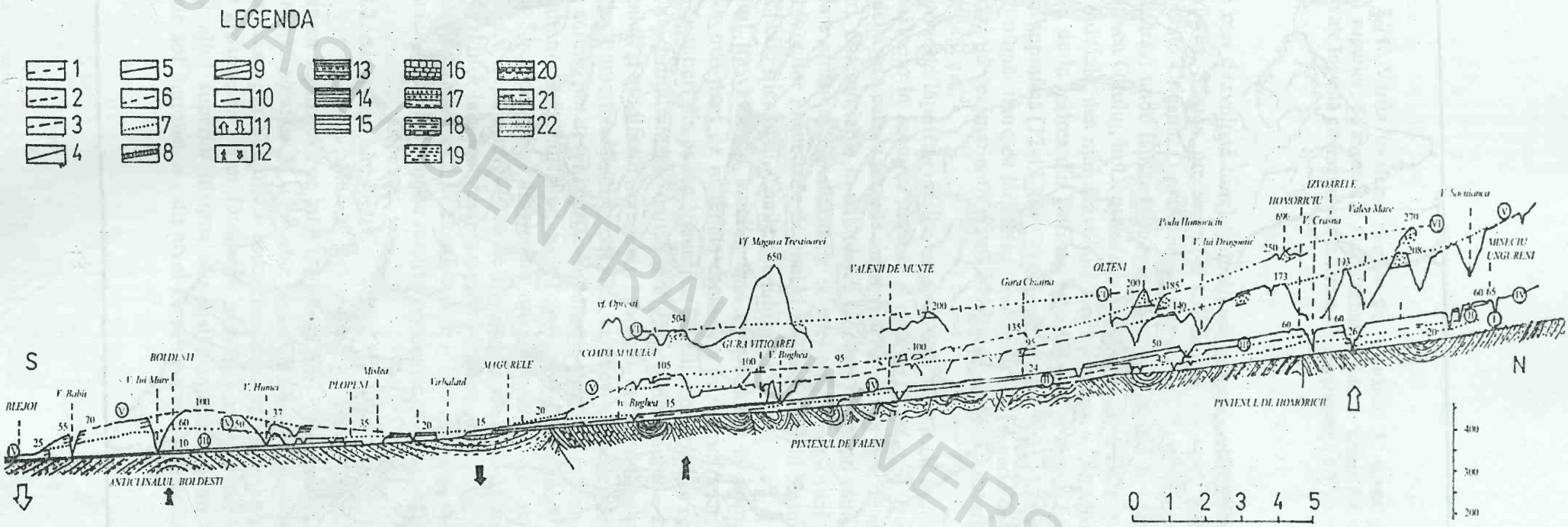
3.8.3. *Luncile*

Luncile reprezintă relieful cel mai tânăr dezvoltat în lungul râurilor. Formarea lor este un proces care se continuă şi în prezent. Ele însoţesc marile râuri: Dunăre, Prut, Siret, Mureş ş.a., dar se întâlnesc şi în lungul unor râuri mai mici din arealele subcarpatice, a dealurilor şi câmpiilor.

3.8.3.1. Morfologia luncilor

În mod obişnuit, luncile râurilor se lărgesc din amonte spre avale, fie datorită creşterii bazinului şi implicit a debitului, fie a schimbării litologiei devenită mai favorabilă proceselor de eroziune. Panta medie a luncilor variază între 4-5 m/km în regiunile montane, sub 1.5 m/km în unităţile colinare, iar în câmpii coboară sub 0,8 m/km.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY



Profile longitudinale prin terasele Teleajenului (după Gh. Niculescu, 1963).

1, terasa a VII-a Fântâna Rece; 2, terasa a VI-a Podu Homoriciu: 3. terasa a V-a Olteni; 4, terasa a IV-a Văleni; 5, terasa a III Magurele; 6, terasa a II-a; 7, terasa a I a; 8, lut deluvial; 9, pietrişuri; 10, altitudinea relativă a teraselor; 11, sensul general al miscarilor neotectonice; 12, sensul local al miscarilor neotectonice; 13, Romanian; 14, Pontian; 15, Meotian; 16. Sarmaţian; 17, Badenian, 18, Helvetian şi Burdigalian; 19, Acvitanian; 20, Oligocen; 21, Eocen; 22, Albian (alcătuirea geologică după M. G. Filipescu, D.M. Preda, I. Motaş).

BCU "Al. I. Cuza" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Fig. 3.71. Vârsta teraselor râurilor din România: 1, luncă şi terase de luncă; 2, terase din Pleistocenul superior; 3, terase din Pleistocenul mediu; 4, terase din Pleistocenul inferior; 5, defileu şi sectoare de vale îngustă cu fragmente de terase (Posea şi colab., 1974).

Cele mai dezvoltate lunci se întâlnesc la marile artere hidrografice: Dunăre, Prut, Siret, Olt, Jiu, Mureş, Someş, precum şi la râurile mai mici care traversează Câmpia Română sau Câmpia Banato-Crişană. O mare dezvoltare au luncile şi în unele depresiuni (Giurgeu, Ciuc, Braşov, Făgăraş) unde lăţimea lor este de ordinul a sute de metri şi chiar mai mulţi kilometri (exemplu lunca Oltului, în Depresiunea Făgăraş prezintă lăţimi ce oscilează între 0,35 km-3,20 km). Fără îndoială, cea mai dezvoltată luncă este cea a Dunării care însoţeşte fluviul pe toată lungimea sa de la ieşirea din Defileu. Între Giurgiu şi Brăila, Lunca Dunării are cea mai mare extindere în suprafaţă (12-13 km – la Giurgiu şi până la 25 km în Balta Brăilei. În Lunca Dunării a existat un număr mare de lacuri dar acestea au fost în parte desecate. De altfel, lunca marelui fluviu reprezintă cea mai antropizată unitate de acest fel, datorită marilor lucrări de îndiguiri, desecări, irigaţii ş.a.

Cât priveşte lăţimea luncilor, ea oscilează foarte mult în lungul râurilor. Cele mai înguste lunci se întâlnesc în sectorul montan al râurilor (Jiu, Lotru, Buzău, Bistriţa, Someş) unde de regulă nu depăşesc câteva zeci de metri, mai rar câteva sute de metri, iar în unele sectoare doar câţiva metri. Diferenţierile în extinderea luncilor, în lungul râurilor sunt impuse şi de prezenţa unor sectoare alcătuite din alternanţe de roci mai dure cu roci moi. În acest sens se remarcă inexistenţa luncilor în sectoare de chei şi defilee (Defileul Jiului, Defileul Mureşului pe unele sectoare, Cheile Bicazului, Cheile Oltetului ş.a.).

Profilul trasversal al luncilor este uşor bombat în apropierea albiei minore, datorită acumulărilor mai mari de materiale acumulate în timpul revărsării apelor. La unele lunci se constată şi depuneri din partea afluenţilor laterali sub formă de conuri aluviale. Pe sectoarele de râuri de contact dintre marile unităţi morfostructurale (munte – subcarpaţi sau munte podiş) cu ruperi de pantă şi modificări în regimul scurgerii, în cadrul luncilor are loc o aluvionare intensă; aici se produc numeroase împletiri de albii, cu frecvente braţe părăsite, ostroave şi renii care prin procese de acreţie pot deveni părţi componente ale luncii (exemplu, luncile Sucevei, Moldovei, Bistriţei – amonte de Buhuşi, Prahovei, Teleajenului ş.a.). Luncile râurilor din Podişul Moldovei, de la E de Siret cunosc o aluvionare intensă, prin aportul de material intrat din domeniul versanţilor care depăşeşte puterea de transport a râurilor. În anumite situaţii se stochează în luncă, ceea ce duce la supraînălţarea rapidă a acestora, fenomen denumit de M. Filipescu (1950) de „îmbătrânire prematură". În cadrul luncilor, la majoritatea râurilor mari se pot delimita 1-2 trepte de luncă, a căror altitudine relativă este legată de mărimea râului.

3.8.3.2. Alcătuirea luncilor

Grosimea depozitelor ce intră în alcătuirea luncilor, variază de la 1-2 m până la 5-10 m. La marile artere hidrografice, în sectoarele de subsidenţă grosimea depozitelor poate atinge şi chiar depăşi 20 m (exemplu, Siretul). În cadrul acestor depozite se pot diferenţia două orizonturi: unul bazal, cu o grosime de 1-5 m, format din materiale mai grosiere (pietrişuri, pietrişuri şi nisipuri grosiere) şi altul superior nisipos sau nisipo-argilos. Uneori în cadrul acestuia se disting orizonturi de sol îngropat sau un nivel ce conţine urme de cultură materială. Prezenţa acestor

două orizonturi este legată de cel puțin două faze de evoluție la început o acumulare de material grosier, în condiții de climat mai rece și umed și cu aport lateral important din partea afluenților; apoi o fază ce a favorizat depunerile de materiale fine (climat mai uscat, vegetație mai abundentă, ridicarea nivelului de bază care a creat un remuu ce s-a repercutat în reducerea pantei. La unele râuri, din regiunea colinară, se constată o supraaluvionare a luncii mai recentă, legată de despăduririle din ultimele două secole.

3.8.3.3. Vârsta luncilor

În privința perioadelor de formare a luncilor, se constată oarecare deosebire între râurile de munte și cele de câmpie. Se consideră că sectoarele de lunci din regiunile montane și colinare înalte prezintă o vechime mai mare. Aici acumulările de materiale sunt uneori destul de joase și cu elemente mari ce aparțin Tardiglaciarului și Holocenului inferior (Posea și colab., 1974). În câmpie, formarea depozitelor de luncă și intensificarea aluvionării este legată de a doua jumătate a Holocenului (Atlantic-Subatlantic).

Cât privește secționarea patului acumulativ, cu formarea de trepte în cadrul luncii, se pare că a fost în legătură cu o continentalizare a climei din a doua parte a Subatlanticului – actual. La unele văi, procesul a fost întrerupt de o nouă fază de aluvionare, cu precădere din ultimele două secole (după 1829) determinat de despăduririle masive și transformarea în terenuri pentru culturi agricole a unor mari suprafețe, proces ce a determinat creșterea debitului solid din albii. Pe baza materialelor palentologice, a urmelor de cultură materială, analize de polen și de radiocarbon s-a ajuns la concluzia că vârsta depozitelor din lunci este holocenă.

3.9. Modelarea actuală a reliefului

3.9.1. *Factori de control*

Modelarea actuală a reliefului României se face sub impulsul unor agenți și procese. Între **agenții modelatori** reținem apa și aerul în mișcare (apa curgătoare, apa mării și a lacurilor, zăpada, vântul). **Procesele** predominante sunt cele de eroziune, transport și acumulare. Intensitatea, ritmul și amploarea de modelare sunt condiționate și de o serie de **factori** între care se impun: factorul geologic, relieful, clima, vegetația și unele activități antropice.

Factorul geologic se remarcă prin varietatea litologică, structurală, precum și elementele neotectonicii la care se includ și cutremurele de pământ. Relieful României prezintă o mare varietate litologică cu predominarea formațiunilor sedimentare (circa 85%), argile, marne, nisipuri, pietrișuri, roci neconsolidate sau slab consolidate, care sunt intens afectate de eroziune și alunecări de teren (Podișul Moldovei, Podișul Transilvaniei, Podișul Dobrogei, Podișul Getic, Subcarpații). În schimb, în regiunile montane domină rocile dure (șisturi cristaline, calcare, gresii, granite, andezite) care opun o mare rezistență față de eroziune. Dezvoltarea proceselor actuale este reflectată de procentul mare ocupat de rocile sedimentare (85%).

Relieful constituie unul din factorii potențiali care acționează prin: energie, pantă, grad de fragmentare, formă, lungimea și expoziția versanților. Funcție de aceste elemente ale reliefului se poate aprecia că cele mai predispuse la procesele de eroziune sunt unitățile montane și deluroase.

Clima acționează prin câteva elemente precum: precipitațiile, temperatura, vântul, acestea căpătând nuanțări funcție de zona geografică și etajarea reliefului în altitudine. Ploile pot acționa

BCU IAȘI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

direct asupra intensității proceselor de eroziune dar și al stabilității terenurilor. Favorabile pentru producerea alunecărilor de teren sunt ploile de lungă durată care asigură infiltrații mari de apă în sol și în substratul geologic. În schimb, ploile torențiale prin intensitate și structură se impun în declanșarea și accelerarea eroziunii în suprafață, procesul fiind în concordanță și cu ceilalți factori: rocă, pantă, grad de protejare oferit de vegetație. Având în vedere faptul că în zonele carpatice înalte în mare parte din an, precipitațiile cad sub formă de zăpadă, aceasta va acționa alături de ciclurile gelive la modelarea periglaciară.

Vegetația contribuie la intensificarea sau la atenuarea unor procese geomorfologice, ea impunându-se prin: tip și consistență (păduri, fânețe, pășuni, vegetație cultivată). În acest sens este binecunoscut rolul de ecran protector al vegetației arborescente în limitarea scurgerilor și a eroziunii solurilor, prin stocajele apei în litieră și reglarea infiltrațiilor, reducerea forței de izbire a picăturilor. Și vegetația ierboasă asigură o protecție bună dacă nu a fost degradată prin suprapășunat. În schimb, vegetația cultivată se comportă deosebit. funcție de tipul culturii. Între culturile care asigură o bună protecție sunt plantele furajere (trifoi, lucernă, borceag) iar cele care nu asigură o protecție, sunt plantele prășitoare, îndeosebi porumbul.

Intervenția antropică în declanșarea și evoluția proceselor geomorfologice actuale se manifestă atât indirect (defrișări de păduri, pășunat irațional), cât și direct: arături efectuate în lungul versanților, amenajări de drumuri, minerit, amenajări hidrotehnice, așezări umane ș.a.

3.9.2. *Procese de modelare actuală*

3.9.2.1. Procese de mișcare în masă

Pe teritoriul țării noastre, alunecările de teren se întâlnesc frecvent, în majoritatea unităților de relief, mai puțin în arealul câmpiilor. Dar și aici se produc alunecări îndeosebi pe versanții văilor care le traversează. Alunecările sunt deosebite ca frecvență și tipuri fiind influențate de o serie de factori precum: roca, relieful, vegetația și unele activități antropice.

Factorii potențiali. Între factorii potențiali ai alunecărilor de teren, un rol important revine substratului geologic (tip, proprietăți fizico-mecanice, dispunerea stratelor), reliefului (panta terenului, gradul de fragmentare), vegetația (tipul, răspândirea, consistența), activitățile antropice. Varietatea litologică a teritoriului României impune situații diverse în declanșarea alunecărilor de teren. Argilele și marnele favorizează frecvent declanșarea alunecărilor de teren care, uneori afectează versanți întregi. La aceasta se adaugă panta terenurilor și gradul de acoperire cu vegetație care accentuiază sau atenuiază procesul. Spre exemplu, în arealul munților flișului, din Carpații Orientali pantele care favorizează alunecările de teren sunt cele cuprinse între 7-17^0 (Ichim, 1979). Vegetația arborescentă frânează declanșarea alunecărilor de teren, pe de o parte prin sistemul rădăcinilor care fixează terenul, iar pe de altă parte prin consumul de apă. Anumite specii (plop, salcie) sunt mari consumatoare de apă, pe care o absorb și o elimină în atmosferă prin procesul de evapotranspirație.

Între factorii declanșatori, o importanță deosebită o prezintă și unele activități antropice (supraîncărcarea versanților prin construcții grele, stocarea sub formă de halde a unor cantități de steril, secționarea deluviilor sau bazei versanților prin amenajarea de șosele, căi ferate, drumuri forestiere ș.a. la care se include trepidațiile create de mijloacele care circulă pe aceste artere. La toate acestea se adaugă variațiile din masa deluviilor, impuse de regimul excedentar al precipitațiilor din anumiți ani, variațiile nivelelor râurilor, îndeosebi cele meandrate, care vin în contact cu baza unor versanți predispuși la alunecări de teren, activitatea seismică ș.a.

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Răspândirea alunecărilor de teren. Analizând harta răspândirii alunecărilor de teren, (fig. 3.72) pe teritoriul României, se constată existența anumitor areale cu mare predispoziții la procesul de alunecare, unde versanții sunt modelați în cea mai mare parte de aportul acestora.

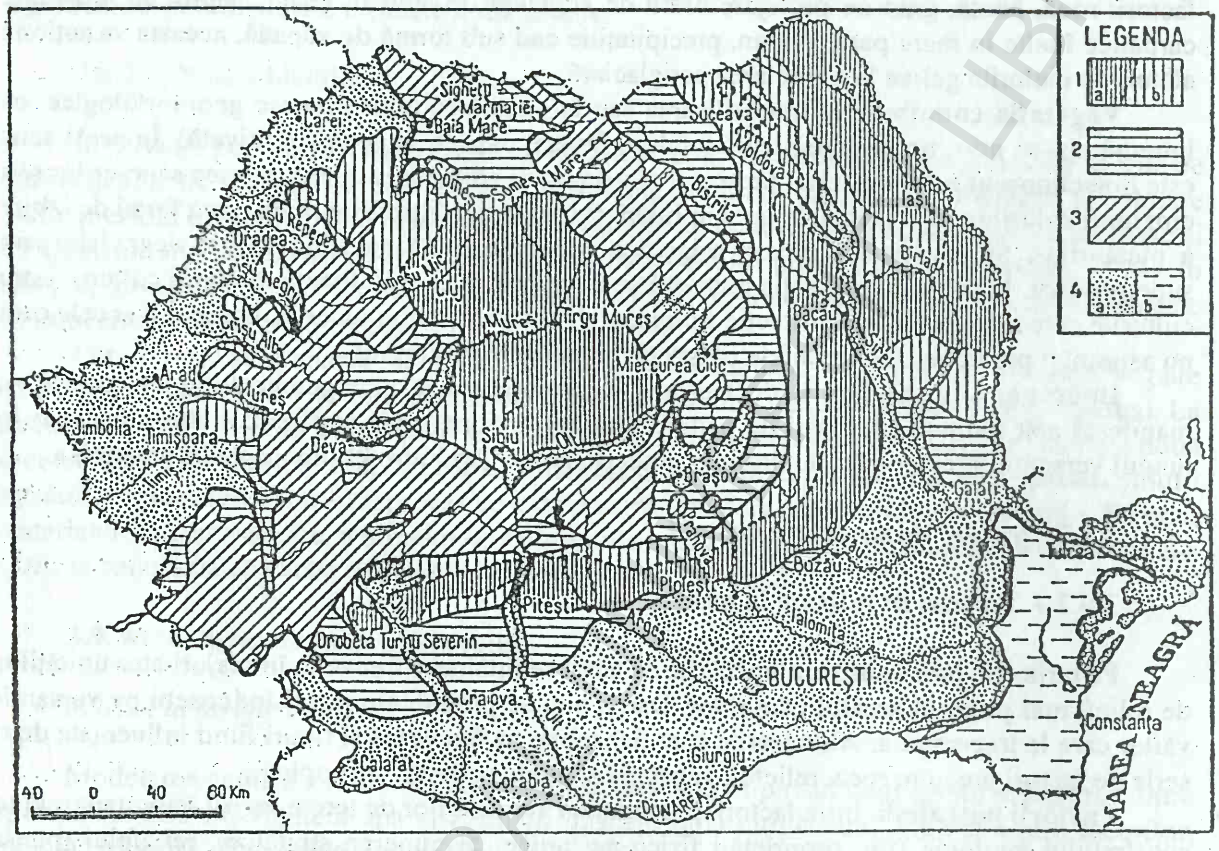


Fig. 3.72. Potențialul de alunecare al terenurilor din România (Tufescu, 1966 cu modificări Posea et al., 1974): 1. Regiuni cu potențial foarte mare (a) și mare (b). 2. Regiuni cu potențial mediu. 3. Regiuni cu potențial redus. 4. Regiuni fără potențial de alunecare (a) sau cu potențial foarte slab (b).

Între zonele importante sunt:

Podișul Moldovei alcătuit predominant din roci neconsolidate (argile, marne, nisipuri, uneori cu intercalații de gresii și calcare oalitice și pietrișuri) favorizează producerea pe areale mari a alunecărilor de teren. Alunecările devin procese dominante în Câmpia Moldovei, Podișul Sucevei, Podișul central Moldovenesc, Colinele Tutovei. La factorul litologic de aici un rol important l-au avut despăduririle irațională, a terenurilor încă din timpurile istorice. Alunecările de teren se întâlnesc pe versanții cuestiformi din unitățile arătate. Ca forme de relief alunecările prezintă aspecte variate de la alunecări de mari proporții care s-au produs în Pleistocen (Băcăuanu, 1968) până la alunecări de trepte, valuri, movile. Uneori acestea îmbracă aspecte complexe ce afectează areale foarte mari, căpătând formă de circ sau hârtop (Martiniuc, Băcăuanu, 1961). În Dealurile Fălciului și Colinele Tutovei, cu versanți mai scurți, se produc alunecări pe întreg versantul și sunt frecvente cele superficiale.

BCU IAȘI CENTRU LIBRARY

Podişul Transilvaniei reprezintă o altă zonă împortantă în ceea ce priveşte răspândirea alunecărilor de teren. Şi aici procesul este strâns legat de substratul geologic unde domină rocile argiloase (Câmpia Transilvaniei, Dealurile Târnavelor) dar şi defrişarea masivă a pădurilor care au existat. Se întâlnesc frecvent alunecări de tip **glimee** (movile de mari dimensiuni) reprezentative fiind în câtava zone: Saschiz (615 ha); Movile (825 ha); Saeş (1550 ha). Acestea prezintă lungimi de 2-5 km şi se produc în partea superioară a versanţilor. Se consideră că astfel de alunecări au avut loc în Pleistocen sau Pleistocen-Preboreal. Alunecările actuale, afectează substratul pe grosimi mai mici, dar pe areale extinse, se întâlnesc în zona dealurilor şi cutelor diapire, descrise de Mac (1972) şi Irimuş (1998).

În Podişul Someşan, alunecările actuale sunt de mică amploare fiind determinate de depozite Buglovian-Sarmaţiene. Un areal important, care atrage atenţia prin amploarea procesului, îl constituie Dealurile Măhăcenilor (de la contactul cu Munţii Trascăului).

Subcarpaţii sunt alcătuiţi predominant din argile, nisipuri, tufuri, pietrişuri, uneori intercalaţii de gresii şi gipsuri. În cadrul Subcarpaţilor atrag atenţia câteva areale Subcarpaţii Vrancei, Subcarpaţii Buzăului, Subcarpaţii Prahovei, Subcarpaţii Olteniei. În aceste zone, alunecările sunt legate şi de cauze antropice (defrişarea masivă, îndeosebi în secolele XIX şi XX, aceasta fiind zona de veche populare). În Subcarpaţii Vrancei şi ai Buzăului alunecările au căpătat amploare maximă. Astfel, în Vrancea s-au format „versanţi în trepte de alunecare" iar în Subcarpaţii Buzăului, alunecările capătă caracter linear şi se asociază curgerilor de noroi. Unele văi pot fi afectate în întregime de proces sub forma alunecărilor de vale cu lungimi de 1-3 km (Bălteanu, 1983). În Subcarpaţii de la nord de Trotuş potenţialul de alunecare se reduce, totuşi versanţii păstrează cuverturi deluviale groase ce sunt reactivate periodic.

Munţii flişului reprezintă o altă subunitate importantă cu risc mare la producerea alunecărilor de teren. Alcătuirea litologică din alternanţe ritmice de argile, gresii, marne, a favorizat dezvoltarea unei scoarţe deluviale groase care uneori depăşeşte 15 m (cazul văilor Bistriţei, Trotuşului, Buzăului, Putnei, Zăbalei, Tazlăului Sărat). Aici alunecările se produc pe fondul unor deluvii vechi (tardiglaciar-atlantice) aflate într-o stabilitate relativă. În anii ploioşi acestea sunt reactivate (1969-1970; 1984; 1991) căpătând amploare. Exemplu, alunecările produse în Bazinul Bistriţei moldoveneşti, în anul 1991, au fost considerate ca fenomene cu recurenţă mare. Una dintre alunecări a barat pârâul Cuejdel în partea lui superioară şi a determinat formarea lacului de baraj natural Cuejdel care la ora actuală este cel mai mare din ţară (Ichim şi colab. 1996). Alunecările din Valea Bistriţei, descrise de V. Surdeanu (1998) prezintă o ciclicitate de producere, legată de mai mulţi factori, dar în primul rând de anii ploioşi.

În bazinele Trotuşului şi a Tazlăului Sărat, alunecările se produc pe fondul unor puternice intervenţii antropice, îndeosebi în perimetrele petroliere. Aici s-au declanşat alunecări de mari dimensiuni (Taşbuga, 1987; Modârzău, 1991) care au scos din activitate mai multe sonde productive. Alunecarea din perimetrul Taşbuga a antrenat şi roca in situ, s-a canalizat, sub formă de curgere noroioasă pe Valea p. Şanta, pe o lungime de peste 3 km (Surdeanu şi colab. 1987). Areale cu alunecări de dimensiuni mari se întâlnesc şi în flişul transcarpatic (Bazinul Vişeului), flişul din Munţii Apuseni şi chiar în wildflişul Sinclinalului marginal (M. Rarău, Hăşmaş).

Alte zone, în care alunecările contribuie la modelarea versanţilor, dar mai reduse ca amploare, sunt **Piemontul Getic,** îndeosebi în nordul acestuia şi **Dealurile vestice.** Între cauzele ce determină producerea de alunecări sunt lentilele de argile prinse între stratele nisipoase sau de pietrişuri şi despădurirea masivă. Alunecările de aici se produc îndeosebi pe versanţii văilor secundare.

BCU „M. EMINESCU" IAŞI
GEOLOGIE-GEOGRAFIE

Prăbuşirile şi rostogolirile sunt procese determinate în principal de pantă şi gravitaţie. Se produc cel mai frecvent, primăvara în arealele montane, pe versanţii abrupţi constituiţi din roci dure (calcare, şisturi cristaline, conglomerate, roci vulcanice). Procesul este determinat de acţiunea îngheţ-dezgheţului repetat care pregăteşte crăpături şi fisuri în stratul rocii. Prin pătrunderea apei care îngheaţă crăpăturile sunt amplificate, blocurile se desfac, îngheţul acţionând ca o dinamită lentă (Vâlsan, 1945).

În Carpaţi sunt cunoscute surpări şi prăbuşiri de blocuri. O astfel de prăbuşire a format, în 1837, Lacu Roşu de pe Valea Bicazului. Prăbuşiri se produc şi pe malurile râurilor constituite din materiale loessoide sau în falezele Mării Negre. Sunt mai frecvente primăvara după dezgheţul general.

Tasarea şi sufoziunea sunt caracteristice pentru regiunile joase, acoperite de depozite loessoide.Textura şi condiţiile bio-climatice le asigură un maxim de desfăşurare. Porozitatea permite circulaţia apei pe verticală, iar spălarea sărurilor din conţinutul rocilor, în timp, duce la tasarea terenului şi formarea unor crovuri. Gradul de tasare este dependent şi de grosimea depozitului şi adâncimea apei freatice. Arealele în care se înregistrează tasări maxime se întâlnesc în Dobrogea, Câmpia Română de est, Podişul Covorluiului, Câmpia Banato-Crişană. În distribuţia crovurilor se observă o regularitate prin dispunerea lor în lungul liniilor de drenaj subteran (fig. 3.73).

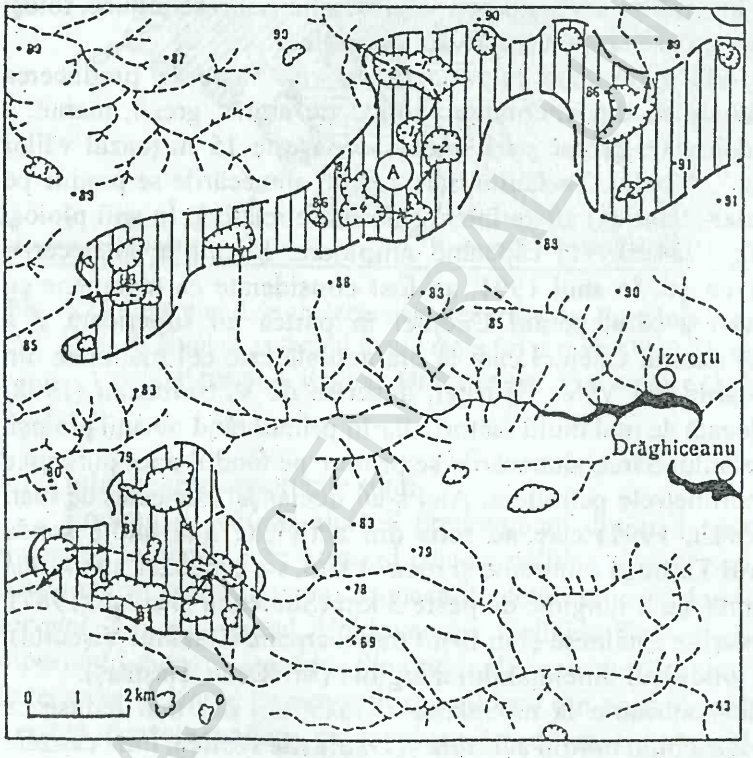


Fig. 3.73. Procese sufozionale în Burnazu estic (Coteţ, 1976).

Sufoziunea se produce în aceleaşi regiuni, îndeosebi pe pante accentuate sub acţiunea procesului de piping. Formele create sunt pâlnii cu adâncimi de 2-4 m, avene, hornuri sufozionale, hrube, ace, poduri suspendate. Cele mai caracteristice forme sunt în lungul

versanţilor Dunării, Călmăţuiului, Oltului, unde depozitele loessoide au grosimi mari. Procese sufozionale se întâlnesc şi în Câmpia Moldovei îndeosebi în zona Hârlău-Cepleniţa.

Creepul reprezintă unul dintre procesele cele mai frecvente, cu toate că este mai puţin evidenţiat în morfologia reliefului. Este datorat, în primul rând, gravitaţiei, dar este facilitat de prezenţa apei, alternanţa îngheţ-dezgheţului, a uscăciunii, creşterii şi putrezirii rădăcinilor. În ţara noastră, procesul a fost mai puţin cuantificat iar măsurătorile s-au efectuat în principal asupra creepului solului. Din măsurători efectuate în arealul flişului, îndeosebi în Valea Bistriţei, rezultă că rata anuală de mişcare a materialelor variază funcţie de pantă şi tipul depozitului, fiind cuprinsă între 0,5 mm şi 9,6 mm/an (N. Rădoane, 1996).

3.9.2.2. Procese fluvio-denudaţionale şi fluviale

Pluviodenudarea şi eroziunea în suprafaţă . Apa în calitate de agent modelator exercită o acţiune triplă: eroziune-transport-acumulare. Eroziunea în suprafaţă este un proces mecanic care solicită energie. Energia este determinată, pe de o parte de **impactul dintre precipitaţii şi suprafaţa terestră**, iar pe de altă parte de **scurgerile în pânză sau curenţi peliculari**. Pentru primul aspect, literatura de specialitate foloseşte termenul „**pluviodenudaţie**", iar pentru cel de al doilea cel de „**eroziune în suprafaţă**".

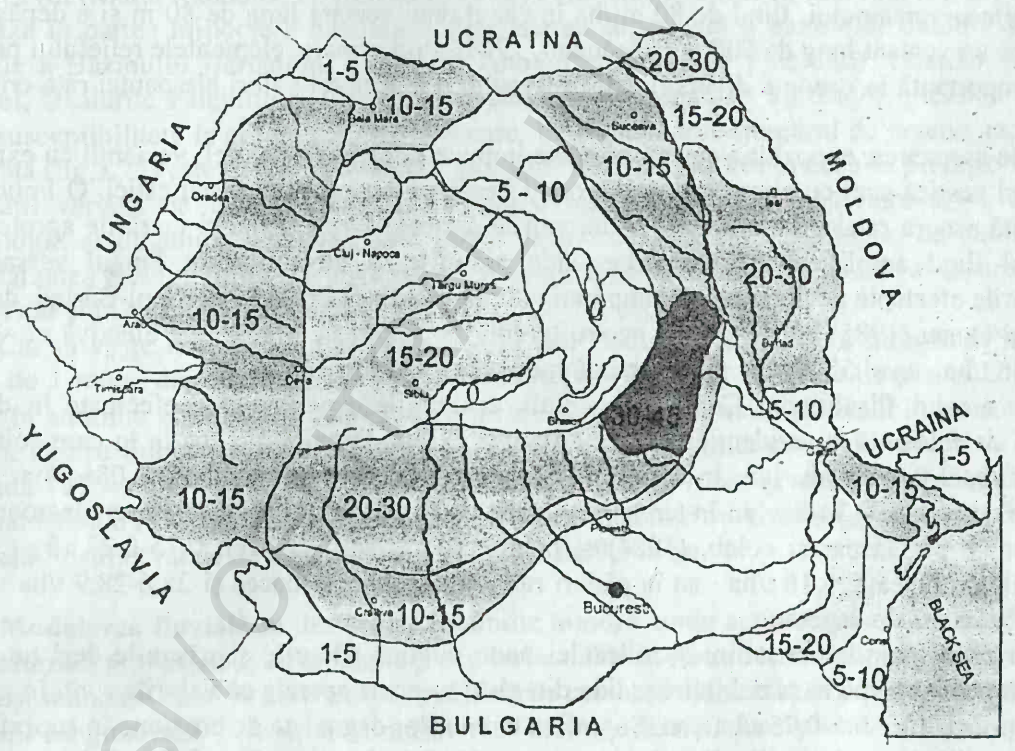


Fig. 3.74. Zonarea eroziunii totale pe terenurile agricole – t/ha/an (Moţoc, 1983).

În timpul unei ploi torenţiale este dificil de a distinge cu cât participă fiecare din aceste secvenţe erozionale fapt pentru care am optat pentru îmbinarea celor două. Procesul este foarte

intens în regiunile deluroase, cu pante mari unde şi consistenţa geologică din roci neconsolidate şi slab consolidate (argile, marne, nisipuri, depozite loessoide) favorizează dezvoltarea lui. Factorii declanşatori (potenţiali favorizanţi) sunt ploile torenţiale „agresivitatea ploilor" care creşte dinspre zonele înalte spre cele joase. Din punct de vedere al favorabilităţii producerii procesului, apare un „**sezon critic de eroziune**" care în general corespunde perioadei cuprinse între 1 mai - 1 septembrie.

Intensităţile cele mai mari ale ploilor se întâlnesc în zonele de continentalism pronunţat (Moldova, Dobrogea), apoi în zonele colinare din sudul ţării şi din vest (Podişul Getic, Subcarpaţi, Podişul Transilvaniei, Dealurile Banato-Crişene). Din cercetările efectuate rezultă că cele mai periculoase sunt ploile torenţiale la care $I_{max} \geq 2,5$ mm/min, ploi la care se realizează cantităţi de apă > 30 mm într-un timp de 15 min. Agresivitatea acestora este maximă în situaţia în care ploaia are mai multe nuclee de torenţialitatea (2-3 nuclee) dintre care cel mai intens este plasat în partea a doua sau spre finalul ploii, când solul îmbibat de apă permite desprinderea cu uşurinţă a particulelor, atât prin lovirea picăturilor (*rain splash*), cât şi de către curenţii de apă peliculari sau scurgerea în pânză (*sheet wash*).

La astfel de ploi, pierderile de sol pe terenurile agricole neprotejate de vegetaţie, pot atinge valori extrem de mari. În Podişul Moldovei, la Leţcani-Iaşi, pe un teren cu pantă de 16‰, cultivat cu porumb, la o ploaie torenţială cu intensitate de 1 mm/min, eroziunea specifică a atins valori de 400-200 m^3/ha. În aceleaşi condiţii de sol şi pantă, intensitatea eroziunii a variat funcţie de lungimea versantului, fiind de 80 m^3/ha în cazul unui versant lung de 80 m şi a depăşit 200 m^3/ha pe un versant lung de 600 m (Băcăuanu, 1968). Prin urmare, elementele reliefului prezintă şi ele importanţă în privinţa diversificării procesului. La aceleaşi valori ale pantei rata eroziunii creşte.

De asemenea, expoziţia versanţilor poate impune diferenţieri. Astfel, versanţii cu expoziţie sudică şi vestică sunt cu circa 30% mai erodaţi decât cei expuşi nordic sau estici. O importanţă deosebită asupra ratelor de eroziune pe terenurile agricole o reprezintă şi lucrările agrotehnice, procesul fiind amplificat pe terenurile unde arăturile se efectuiază în lungul versantului. Cercetările efectuate pe perioade de timp mai îndelungate, la S.C.CE.S – Perieni-Bârlad, de către Ioniţă şi Ouatu (1985) consemnează pentru terenurile cu cereale o eroziune efectivă ce variază între 225 t/ha · an şi 5500 t/ha · an, cu o rată medie de 2700 t/ha · an.

În arealul flişului din Carpaţii Orientali, cercetările experimentale efectuate în diverse condiţii de folosinţă au evidenţiat rate de eroziune extrem de mici în situaţia în care solul este protejat: 0,02-0,056 t/ha · an, în condiţii de fâneaţă şi păşune nedegradată; 0,086 t/ha · an în pădurea de fag şi 29,3 t/ha · an în terenurile lipsite de vegetaţie. Valori foarte asemănătoare sunt consemnate de Gaspar şi colab. (1984) şi pentru Subcarpaţii Vrancei: 0,15-0,27 t/ha · an în terenurile cu fâneaţă; 0,16 t/ha · an în păduri rare cu vegetaţie ierbacee şi 25,6-28,9 t/ha · an pe terenurile lipsite de vegetaţie.

În zona munţilor cristalini şi vulcanici unde domină pădurile şi păşunile, deşi nu există măsurători directe, pe baza debitelor solide din râuri se poate aprecia că valorile sunt, în general mici cuprinse între 0,5-0,75 t/ha · an. Suprafaţa terenurilor degradate de eroziune în suprafaţă, în diverse stadii de evoluţie din România, este apreciată la 7 mil.ha.(fig. 3.74) Cele mai multe dintre terenurile afectate sunt în zonele deluroase.

Efectele eroziunii în suprafaţă constau în îndepărtarea conţinutului de humus, uneori erodarea în totalitate a orizontului A. Odată cu pierderea acestuia, producţia agricolă prezintă şi ea scăderi importante. Faptul că peste 50% din suprafaţa agricolă a ţării se găseşte în regiunea

dealurilor, cu pante mari, iar peste 60% din păşuni sunt situate pe terenuri cu înclinare mare, impune luarea unor măsuri de reducere a procentului de material erodat.

Ravenaţia este cunoscută sub diverse denumiri: eroziune liniară, eroziune în adâncime sau eroziune verticală. Procesul este întâlnit cel mai frecvent pe versanţii din zonele deluroase şi montane, fiind determinat atât de cauze naturale: prezenţa unor depozite friabile (loessuri şi prafuri nisipoase sau argiloase, luturi nisipoase, pietrişuri sau a unor depozite deluviale), cât şi din cauze antropice: suprapăşunat cu bătătorirea şi formarea prin circulaţia animalelor de poteci în lungul versanţilor, drumuri de câmp şi forestiere amplasate necorespunzător, pe linia de cea mai mare pantă, arăturile executate în lungul versanţilor ş.a. În limitele menţionate eroziunea torenţială poate fi accelerată şi de unii factori locali; grosimea depozitelor de versant, înclinarea versanţilor, torenţialitatea ploilor, gradul de ocupare cu vegetaţie. Dacă suprafaţa degradată de formaţiuni specifice acestui proces este mult mai mică decât cea afectată de eroziune în suprafaţă, pagubele produse de ravenaţie sunt mult mai mari, fiindcă terenurile sunt practic scoase din circuitul productiv.

Între zonele care prezintă un risc ridicat de ravenaţie sunt: Podişul Moldovei, Subcarpaţii Curburii şi ai Buzăului, Piemontul Getic, unele subunităţi din cadrul Podişului Transilvaniei, Munţii Flişului carpatic. O analiză a răspândirii ravenelor în Podişul Moldovei (fig. 3.75), între Siret şi Prut (Maria Rădoane, N. Rădoane, 1992) evidenţiază faptul că cele mai multe ravene se grupează în partea mijlocie a bazinului Jijiei, partea superioară a bazinului Bahluet şi partea mijlocie a Bazinului Bârladului (Colinele Tutovei şi Dealurile Fălciului). Dealtfel, Colinele Tutovei, Dealurile Fălciului şi Covurluiului până în apropiere de Tg. Bujor, prezintă cea mai mare susceptibilitate la eroziunea prin ravenare. În aceste zone, numărul de ravene, raportat la suprafaţă (fig.3.75) este de 2-4 ravene/km^2 ajungându-se până la 20. În ceea ce priveşte valoarea densităţii variază de la 0,1-4 km/km^2, valoarea medie fiind cuprinsă între 0,1-1 km/km^2. Morfologia şi dinamica ravenelor este strâns legată de substratul litologic, de cantitatea şi torenţialitatea precipitaţiilor din anumiţi ani. În general ea se exprimă în rata de avansare în zona de vârf dar şi în adâncirea ravenelor.

Cât priveşte rata de avansare a ravenelor din Podişul Moldovei, a înregistrat în medie valori de 1 m/an, dar determinări efectuate pentru perioade mai lungi de timp au arătat că pot atinge în anumite zone, valori extrem de mari de până la 93,2 m/an (bazinul Pereschiv) Ioniţă (1998). Pentru Subcarpaţii Buzăului, Neguţ şi colab (1985) arată că unele ravene au avut, în perioada 1975-1982, viteze de avansare cuprinse între 5-10 m/an şi adâncirea talvegului 0,5-1 m/an iar Mihaiu (1985), pentru aceeaşi zonă, a determinat rate maxime de avansare de 5,4 m/an. În arealul flişului, ratele de avansare sunt în medie de 0,5 m/an.

Modelarea fluvială se desfăşoară în albiile minore, unde acţionează asupra patului albiei şi a malurilor, prin procese de eroziune şi acumulare. Procesele sunt permanente dar accelerate la viituri şi inundaţii când în albii au loc modificările cele mai mari, atât în profil transversal cât şi în profil longitudinal. În timpul viiturilor râul distruge dar şi construieşte. Au loc formări şi migrări ale pragurilor şi barelor aluviale, formarea şi/sau dispariţia unor ostroave, schimbări periodice a braţelor (îndeosebi la albiile împletite) (fig. 3.76).

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

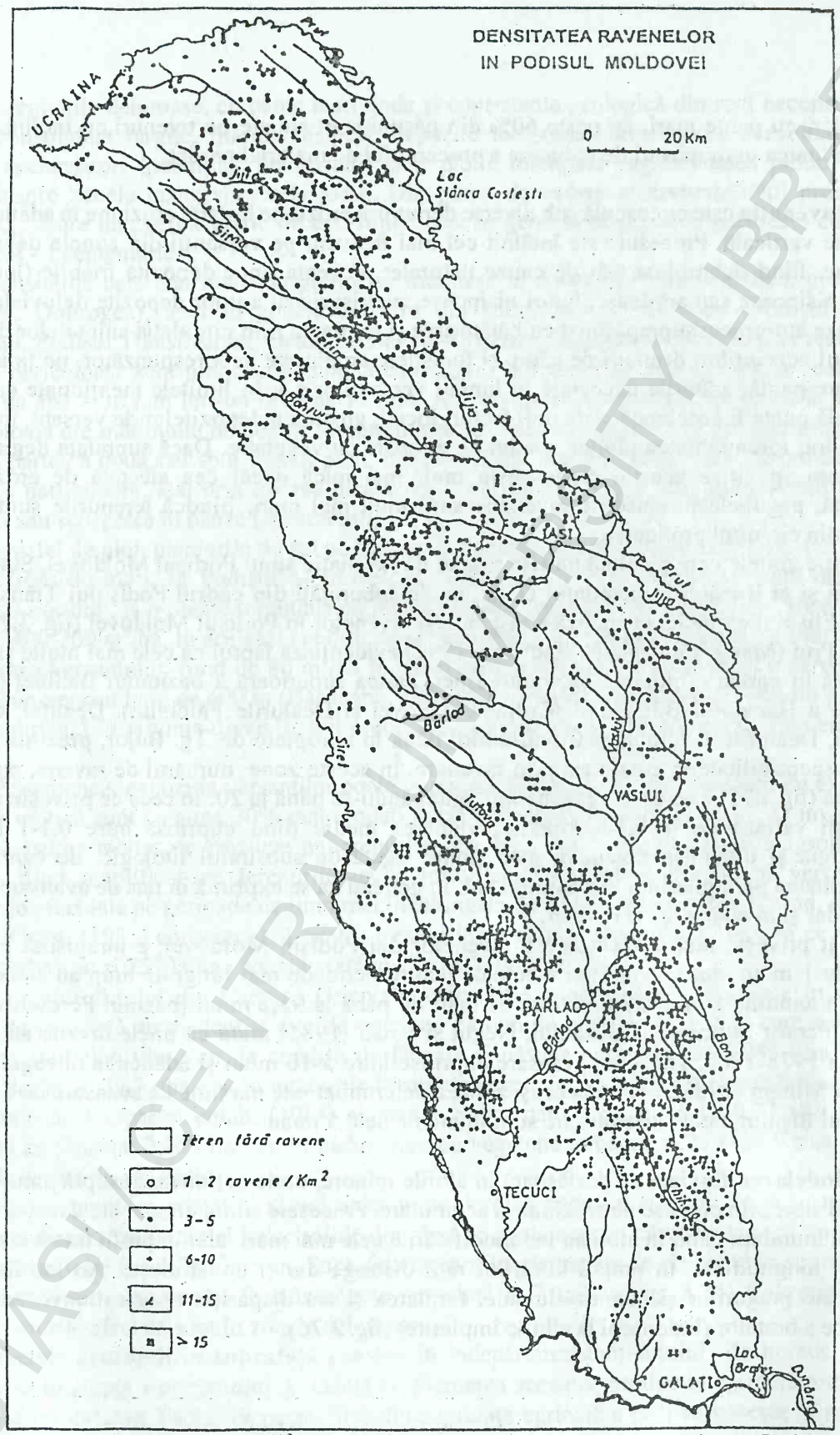


Fig. 3.74. Numărul ravenelor (km/km^2) în regiunea dintre râurile Siret şi Prut (Rădoane, Rădoane, 1992).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

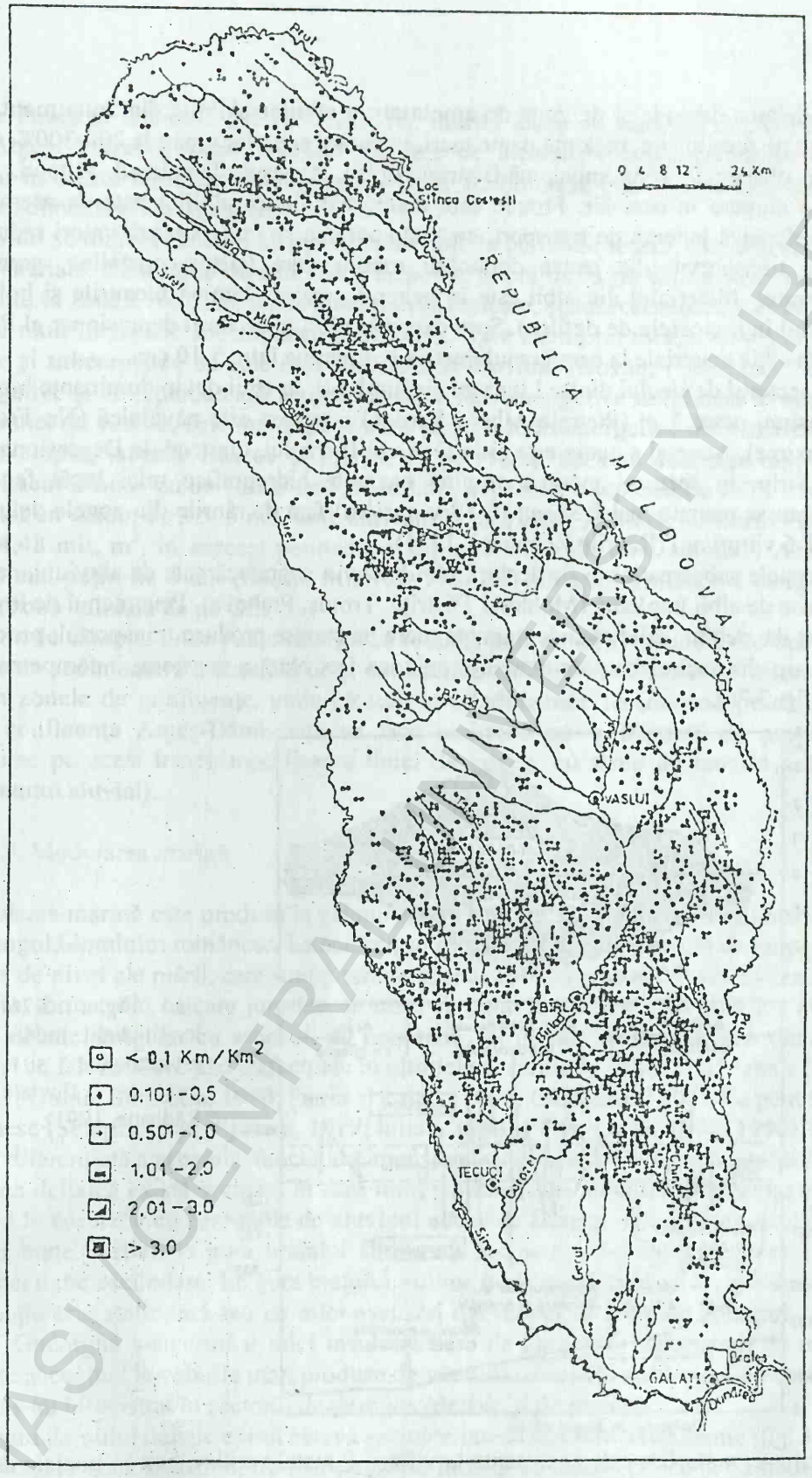


Fig. 3.75. Densitatea ravenelor(Km/km^2) în regiunea dintre râurile Siret şi Prut (Rădoane, Rădoane, 1992).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Modelarea depinde şi de zona de amplasare a albiilor. Albiile din zona montană sunt în mare parte pe roca in situ, prezintă pante mari, în cursul superior ajung la 200-300‰ (în general, râurile cu obârşia în zona subalpină-Bistriţa, Lotru, Argeşul, Topologul, Olteţul, Cerna ş.a), prezintă o curgere în care Nr. Froude este mare, stabilitatea albiilor este de asemenea mare. Panta accelerează puterea de transport, cu toate acestea se înregistrează valori reduse, privind materialul transportat, din cauza dominării rocilor dure (şisturi cristaline, granite, gresii, conglomerate). Materialul din albii este în general grosier, domină blocurile şi bolovănişurile (Buzău, Jiul în sectoarele de defileu). Spre exemplu Jiul, în sectorul depresionar al Petroşanilor, prezintă în albie materiale la care granulometria se menţine între 5-10 cm.

În sectorul defileului dintre Livezeni şi Bumbeşti, în albii devin dominante blocuri uneori cu dimensiuni peste 3 m (Pietrele Albe – Surduc) curgerea este năvalnică (Nr. Froude atinge valori maxime). Aceeaşi situaţie este şi în Defileul Buzăului, din aval de Depresiunea Întorsurii până la Siriu. În sectorul montan domină bazinele hidrografice mici încât fenomenul de torenţialitate se resimte mai frecvent (5-10 viituri/an) faţă de râurile din zonele deluroase şi de câmpie (1-6 viituri/an) (Râurile României, 1971).

În zonele subcarpatice şi de dealuri, albiile devin supraîncărcate de aluviuni, ceea ce duce la fenomene de albii împletite (Moldova, Bistriţa, Trotuş, Prahova). Fenomenul de împletire este determinat de: debitul solid abundent; panta mare pe care se produce transportul; procentul mare de praf-nisip din maluri care determină eroziunea frecventă a acestora; incompetenţa locală a curgerii (fig. 3.76).

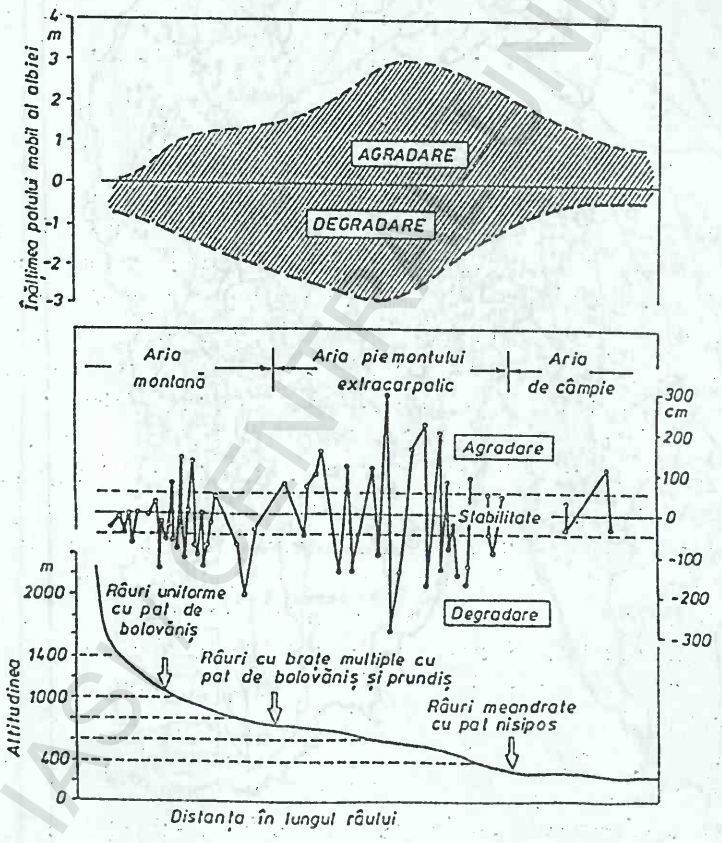


Fig. 3.76. Profilul longitudinal mediu al râurilor est-carpatice şi principalele procese fluviale (Ichim, Rădoane, 1991).

Eroziunea malurilor este accentuată la viituri. Punctele critice sunt în buclele de meandre. Când aceste bucle vin în contact cu versantul, prin erodarea bazei acestuia se pot declanşa alunecări de teren de mari dimensiuni (exemplu alunecarea de la Nehoiu, de pe Valea Buzăului,

descrisă de Posea şi Ielenicz, 1976). În câmpie, râurile încep să meandreze (Siretul, Buzău, Ialomiţa, Argeş, Mureş). Siretul prezintă sectoare de meandrare unde eroziunea are valori ridicate, dar în cadrul albiei există şi sectoare unde se formează prin acumularea de aluviuni, renii de mari dimensiuni şi ostroave.

La viituri se transportă cantităţi mari de aluviuni, în perioade scurte, care duc la încărcarea albiei cu materiale. Cantităţile de material transportat diferă de la un râu la altul, valorile cele mai mici fiind în zonele montane înalte cu roci dure (calcare, şisturi cristaline, roci vulcanice) şi cresc foarte mult în zonele subcarpatice şi colinare. Spre exemplu, râurile care străbat zonele piemontane şi subcarpatice au cele mai mari rate de aluviuni (Buzău, Putna, Olt, Jiu). Ele au aspecte negative şi se repercutează asupra lacurilor hidroenergetice amplasate în aceste zone. Din acest punct de vedere, cele mai expuse sunt lacurile hidroenergetice din bazinele Argeş şi Olt. Spre exemplu, lacurile Bascov şi Piteşti, de pe Argeş, au avut cele mai rapide rate de colmatare. Lacul Bascov cu un volum de 5,24 mil.m^3, în perioada septembrie 1974 – septembrie 1975 a captat un volum de 3,525 mil. tone aluviuni în suspensii şi târâte, iar Lacul Piteşti cu un volum de 4,48 mil. m^3, în aceeaşi perioadă, a captat 3,265 mil. tone aluviuni. Acest lac s-a colmatat în mai puţin de 5 ani (Roşca, Mîţurcă, 1988). O situaţie similară s-a înregistrat şi la lacurile din zona colinară de pe Olt.

În zona de câmpie, unde panta râurilor se reduce, puterea de eroziune a râurilor scade, au loc procese de sedimentare a aluviunilor şi colmatarea albiilor. Fenomenul se resimte cel mai pregnant în zonele de confluenţe, unde efectele morfodinamice se transmit pe distanţe mari (exemplu, confluenţa Argeş-Dâmboviţa se face resimţită pe o distanţă de peste 10 km, observându-se pe acest traseu modificarea liniei de talveg, cu zone de intensă colmatare şi înălţare a patului aluvial).

3.9.2.3. Modelarea marină

Modelarea marină este produsă în primul rând de valuri şi apoi de curenţii marini care se resimt în lungul litoralului românesc. La acestea se asociază (pentru perioade de timp mai lungi) şi oscilaţiile de nivel ale mării, care sunt pozitive şi sunt apreciate între 20-40 cm/secol. Faţă de Capul Midia, format din calcare jurasice, în nord se pune în evidenţă un ţărm jos nisipos, de acumulare, deltaic, langular cu asociaţii de cordoane, iar în sud un ţărm format din calcare şi loess, înalt şi cu faleze. Cercetările efectuate în ultimele decenii, fie în sectorul deltaic (Bondar şi colab., 1973; Duma, Sîmbotin, 1990; Panin şi colab., 1992; Gâştescu, 1995), fie pentru întregul ţărm românesc (Şelariu, 1982; Spătaru, 1979; Iulian, 1988, 1990; Lazăr, 1988, 1990), au relevat o modelare diferenţiată a acestuia, funcţie de intensitatea valurilor şi de tipul ţărmului (fig. 3.77).

În zona deltaică există sectoare în care linia ţărmului este staţionară sau chiar avansează, aceasta fiind în corelaţie cu cantităţile de aluviuni aduse de Dunăre şi felul cum sunt distribuite pe cele trei braţe. Astfel, la gura braţului Chilia au loc acumulări intense ceea ce a dus la formarea unei delte secundare. La gura braţului Sulina, unde cantităţile de alviuni sunt cele mai reduse, situaţia este staţionară sau cu mici avansări dar numai în zona de debuşare. Şi la gura braţului Sf. Gheorghe s-au format mici insule şi bare de aluviuni. Fenomenul de retragere a ţărmului este accentuat la valurile mari produse de vânturile de est şi nord-est. Cele mai mari rate de retragere s-au înregistrat în sectorul de ţărm jos (deltaic şi de plajă).

În lungul ţărmului deltaic există câteva sectoare intens afectate de abrazine (fig. 3.78) unde ratele de retragere au fost extrem de mari, variind între 5-30 m/an (Duma şi Sâmbotin, 1990). Zonele cele mai afectate sunt între Cardan şi braţul Sulina; la sud de Sulina (sectorul Împuţita-

Capul Vădanei) cu ratele de retragere care au atins 25-30 m/an; sudul brațului Sf. Gheorghe, unde este afectată și Insula Sacalin, se înregistrează rate de 10-30 m/an; sectorul Ciotic-Peritеasca, cu rate de 20-25 m/an; sectorul zonei Portița (Portița-Chituc), cu rate maxime până la 7 m/an. Se consideră că străpungerea cordonului litoral Chituc-Portița poate avea consecințe ecologice catastrofale (sărăturarea complexului Razim-Sinoe) și compromiterea sistemelor de irigații care se alimentează din acest complex lacustru, precum și o serie de modificări ecologice.

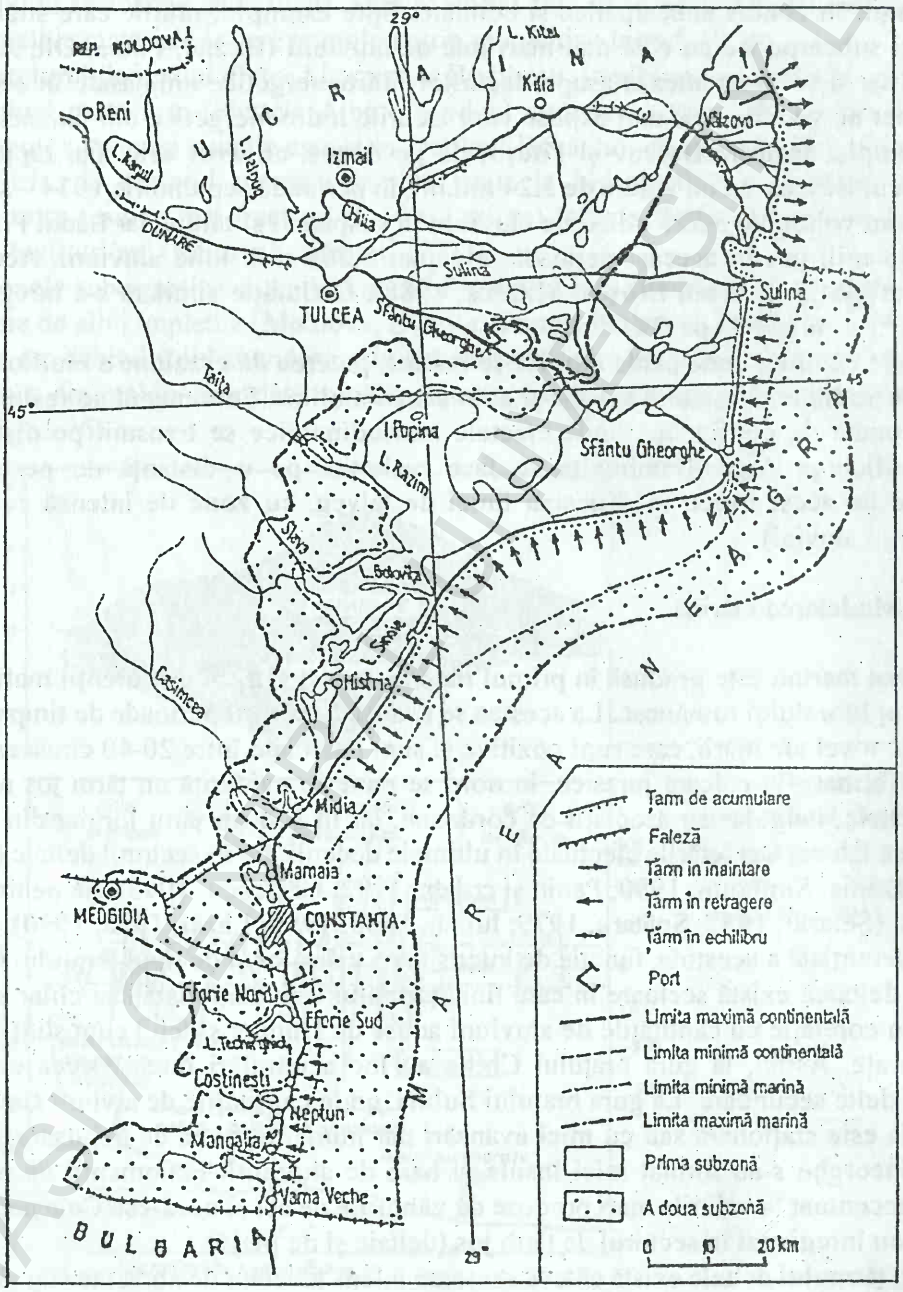


Fig. 3.77. Zona de coastă românească a Mării Negre (Gâștescu, Driga, 2000).

BCU IASI / CENTRUL UNIVERSITAR LIBRARY

La sud de capul Midia, fizionomia țărmului se schimbă ceea ce determină și schimbări în privința proceselor de modelare. Aici alternează sectoare de țărm cu faleză înaltă până la 40 m, cu sectoare de liman și plaje. Pe lângă procese de abrazine au loc sufoziuni, tasări, surpări și alunecări de teren. La nivelul plajelor s-a constatat o retragere cu rate maxime până la 2,5 m/an pentru plaja Mamaia, iar la sud de Constanța, ratele nu au depășit 0,5 m/an (Lazăr, 1990).

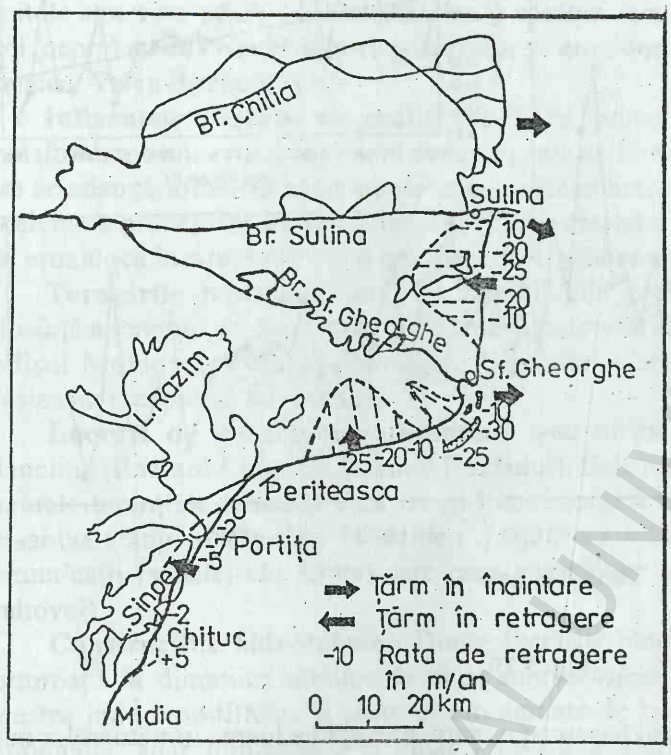


Fig. 3.78. Arealele cu influență maximă de degradare a litoralului deltaic (Duma, Sâmbotin, 1992).

Cercetările efectuate în ultimele două decenii, în privința degradării plajelor, conduc spre a admite aceleași cauze și anume:

– reducerea cantităților de aluviuni transportate de Dunăre de la 67,6 mil. t/an (perioada 1921-1960) la sub 30 mil. t/an (în deceniul 1981-1990, aluviunile au reprezentat 43,2% din valoarea inițială, adică 29,2 mil. t/an) Chirică, 1992 (fig.3.79), fenomen pus pe seama amenajărilor hidrotehnice din bazinul Dunării, îndeosebi de pe teritoriul României;

– intervențiile antropice din zona litoralului, care au contribuit la redistribuirea aluviunilor; este vorba de extinderea în interiorul mării, cu circa 9 km, a jetelelor de la brațul Sulina care blochează împingerea spre sud a aluviunilor aduse de brațul Chilia și îndepărtarea de țărm a aluviunilor transportate pe brațul Sulina încât acestea ajung în mare, la adâncimi apreciabile de unde nu mai pot fi preluate de către curentul maritim litoral, pentru a alimenta cu nisip plajele de la sud de gurile Sulina și Sf. Gheorghe;

– lucrările de extindere și modernizare a porturilor din zonele Midia, Năvodari și Constanța, cu diguri care pătrund adânc în mare, ceea ce conduc la interceptarea și întreruperea curentului litoral;

– ridicarea nivelului Mării Negre, cu o medie de circa 30 cm/secol, viteză ce trebuie luată în considerare.

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

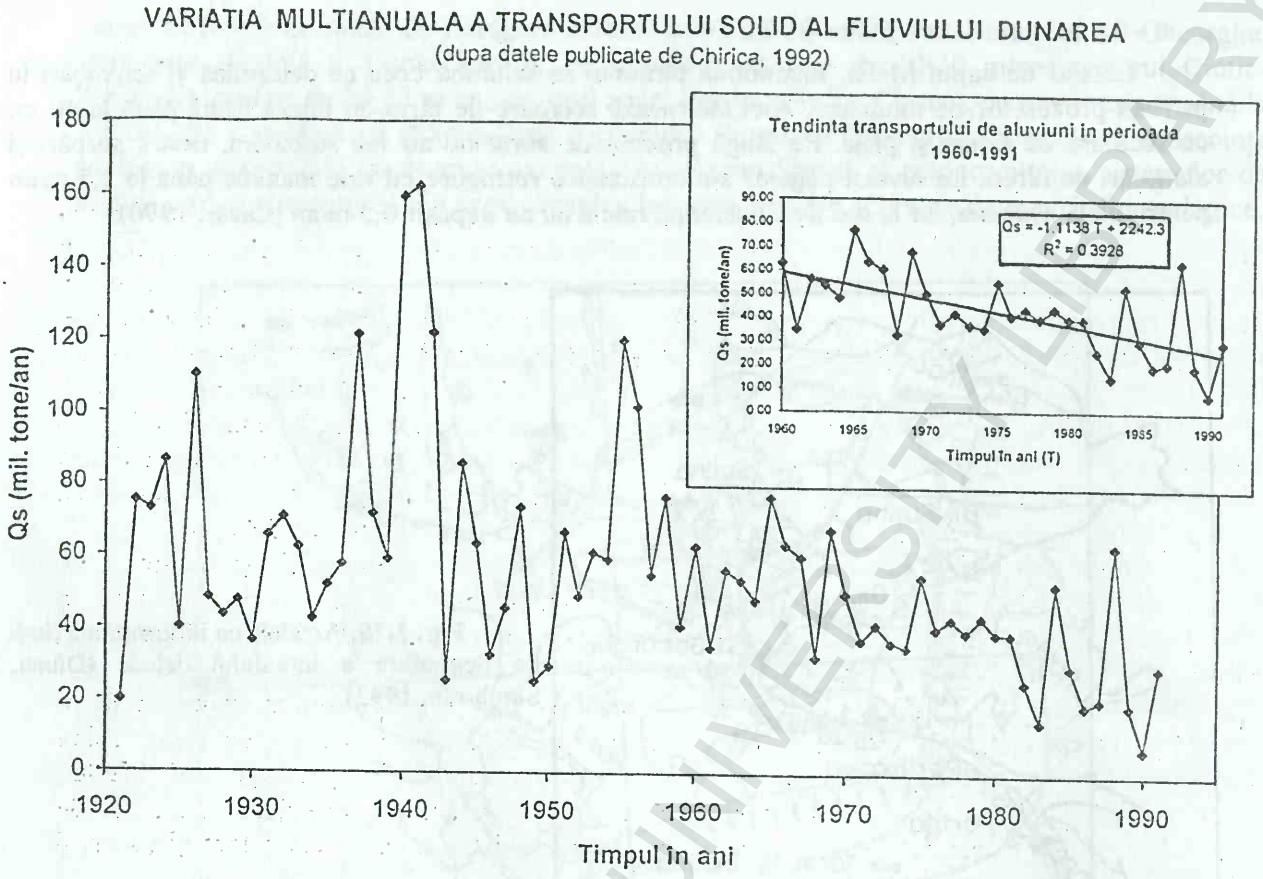


Fig. 3.79.

Contracararea şi reducerea acestui fenomen negativ presupune luarea următoarelor măsuri:

– efectuarea unor lucrări hidrotehnice care vizează redistribuirea curgerii şi a transportului de aluviuni, prin creşterea capacităţii de transport a braţului Sf. Gheorghe, prin modificarea traseului actual şi reducerea lungimii acestuia cu circa 30%, precum şi apropierea punctului de debuşare în mare faţă de zonele unde se înregistrează cele mai intense procese de eroziune a litoralului (Duma, Sâmbotin);

– construirea unui dig din chesoane flotante şi dirijarea unor aluviuni aduse de Dunăre, în spaţiul dintre litoral şi acest dig (Iulian, 1988).

Cât priveşte prima măsură, există şi părerea că prin executarea rectificărilor braţului Sf. Gheorghe şi dirijarea aluviunilor spre sud, ar duce la un dezechilibru ecologic în Delta Dunării (Panin şi colab., 1992).

3.9.2.4. Modelarea antropică

Omul prin activităţile sale, a intervenit în modificarea peisajului geografic atât indirect, influenţând dinamica unor procese de modelare, cât şi direct prin construcţiile pe care le-a realizat. Activităţile principale prin care a **influenţat indirect** morfodinamica proceselor actuale sunt: despăduririle şi suprapăşunatul.

BCU BUCUREŞTI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Defrişările s-au făcut încă din perioade istorice, dar accentuarea fenomenului s-a produs de la începutul secolului al XIX-lea, îndeosebi după anul 1829, în regiunile colinare (Subcarpaţi, Podişul Moldovei, Podişul Transilvaniei, Piemontul Getic).

Suprapăşunatul este într-o anumită măsură legat de defrişări. Terenurile despădurite nu s-au mai redat fondului forestier, ele au căpătat alte destinaţii (culturi agricole, acolo unde pantele permiteau, păşuni şi fâneţe pe pantele mai mari). Intensificarea păşunatului, cu un număr mai mare de animale, decât limitele normale, uneori animale mari (bovine, cabaline) care distrug cu copitele structura solului şi-l tasează, iar la acestea, în unele zone ale ţării, se adaugă şi animale mici (capre) au dus la accelerarea proceselor de eroziune (zona Munţilor Apuseni, Valea Bistriţei Vrancea, Valea Buzăului ş.a.).

Influenţele directe au apărut odată cu primele desţeleniri efectuate de către om. Transformarea unor mari suprafeţe de teren, care au fost ocupate de păduri, în terenuri arabile, la care se adaugă folosirea unor agrotehnici rudimentare, cu arături în lungul versantului, a dus la accelerarea proceselor de eroziune şi creşterea arealelor cu terenuri degradate. S-au intensificat atât eroziunea în suprafaţă cât şi cea torenţială, şi în anumite zone alunecările de teren.

Terasările reprezintă una din modalităţile preîntâmpinării eroziunii şi redarea spre folosinţă a terenurilor degradate. S-au amenajat terasări în scopul unor plantări cu vii şi livezi în Podişul Moldovei, Podişul Dobrogei, Piemontul Getic, Subcarpaţi. Din păcate, după 1991, acestea au început să fie distruse.

Lucrări de corectare a torenţilor s-au efectuat în vederea combaterii eroziunii în adâncime (Bazinul Chinejei, Bazinul Buzăului). Cele mai mari lucrări s-au efectuat îndeosebi în bazinele torenţiale afluente unor lacuri hidroenergetice (Bazinele Bistriţei, Argeşului, Oltului, versantul stâng al Dunării în defileu ş.a.). S-au avut în vedere şi protejarea unor căi de comunicaţii (şosele, căi ferate) care erau ameninţate cu distrugerea de către torenţi (bazinul Prahovei).

Construcţiile hidrotehnice. Dintre lucrările hidrotehnice care produc cele mai serioase perturbaţii în dinamica albiilor de râuri sunt barajele hidroenergetice cu formarea de lacuri. Acestea induc modificări în sectorul din amonte de lac, unde prin crearea remuului, albiile se supraînalţă, apar înmlăştiniri şi chiar inundaţii (lacurile de pe Bistriţa, Argeş, Olt, Dunăre, Sebeş). Totodată, lacurile reţin în totalitate aluviunile transportate de râu, fenomen ce are repercusiuni serioase pe sectorul din aval.

În aval de baraje, prin limpezirea curentului de apă, încep procese de degradare care duc la decalibrarea albiilor (Olt, Argeş, Jiu, Siret) cu adâncirea de ordinul metrilor şi intensificarea eroziunilor în maluri. În malurile lacurilor apar procese de abraziune, cu formarea de faleze şi surplombe, unde se produc alunecări şi surpări (Lacul Izvoru Muntelui).

Balastierele reprezintă intervenţii temporare, în albiile râurilor, dar cu influenţe în dinamica lor şi, îndeosebi, asupra tranzitului aluvionar. În prezent pe toate râurile importante se găsesc balastiere. Acestea extrag anual din albii cantităţi mari de aluviuni, care se refac greu. Spre exemplu, la nivelul anilor 1986-1990 s-a extras un volum de aluviuni de 80 mil. m^3/an, agregate folosite în domeniul construcţiilor, şi se urmărea ca în perioada următoare 1996-2000 să se atingă 175 mil. m^3/an (Călinoiu şi colab., 1988). Acest volum nu a mai fost atins.

Industria mineritului. Induce numeroase modificări asupra întregului peisaj din zonele unde se desfăşoară activităţi miniere. Sunt binecunoscute în ţară, bazinele miniere carbonifere, unele cu exploatări în subteran, dar de unde rezultă şi o serie de halde de steril (Valea Jiului) la care se adaugă exploatările în carieră, însoţite de halde de mari dimensiuni (Motru, Rovinari), precum şi alte centre de minerit unde se exploatează minereuri metalifere. La toate acestea se pot

include marile cariere de extragerea sulfului din Călimani şi a minereului de cupru de la Roşia Poeni. Fără îndoială există şi alte zone de minerit dar nu de amploarea celor prezentate.

Zonele de exploatare a ţiţeiului constituie areale în care intervenţia antropică s-a resimţit destul de mult. Este vorba, în primul rând de batalurile în care se stochează noroiul de sondă care de multe ori este spălat şi ajunge în râuri, iar în al doilea rând, de densitatea extrem de mare a drumurilor de acces spre diverse puncte (sondele în lucru, parcuri de stocare a ţiţeiului) drumuri care devin surse de aluviuni.

Drumurile forestiere şi de câmp se întâlnesc atât în zonele agricole, cât şi în cele forestiere. Este firesc că dintre acestea, pun probleme deosebite cele amplasate în zonele montane şi de dealuri, unde dispunerea lor în lungul versanţilor, favorizează concentrarea apei scurse şi transformarea lor în organisme torenţiale (ogaşe şi ravene).

3.10. Regionarea geomorfologică

Preocupările privind criteriile de regionare geomorfologică, a teritoriului României au cunoscut evoluţii interesante fiind consemnate în lucrările diverşilor autori. Dintre aceştia amintim: V. Mihăilescu (1936, 1963, 1966); C. Martiniuc, P. Coteţ (1960); Al. Roşu, D. Bălteanu (1969); I. Sârcu (1971); Gr. Posea (1972); P. Coteţ (1973); T. Murariu, Gr. Posea, I. Mac (1980); Al. Roşu (1980); Gr. Posea, L. Badea (1982, 1983) ş.a. Dacă în regionările mai vechi, criteriile care au stat la baza identificării şi delimitării subunităţilor geomorfologice au fost cele morfogenetice şi structurale, la regionarea efectuată în Geografia României (vol I – Geografie fizică) s-a optat pentru ideea genezei şi evoluţiei unităţilor de relief şi nu a unităţilor structurale. S-a avut astfel în vedere că trăsătura de bază a teritoriului este determinată de prezenţa şi poziţia Lanţului Carpatic care conferă celei mai mari părţi a reliefului un caracter prin excelenţă carpatic (Badea, 1983).

Din anumite considerente, îndeosebi de punere de acord şi de a nu crea discordanţe didactice, adoptăm această regionare şi vom folosi aceeaşi nomenclatură consemnată în fig. 3.80.

I. Carpaţii Orientali se caracterizează prin existenţa a trei şiruri de masive, care corespund celor trei fâşii geologice, total diferite ca vârstă, evoluţie şi înfăţişare, şi prin existenţa culoarelor depresionare dispuse între munţii vulcanici şi munţii din axa cristalino-mezozoică a acestei ramuri carpatice. Întreruperea lanţului vulcanic, prin poziţionarea Masivului Rodna şi a Munţilor Ţibleş şi Bârgău, alcătuiţi din fliş paleogen, prezenţa Obcinelor şi a Câmpulungurilor din latura estică, a Depresiunii Maramureşului şi a Dornelor, a Munţilor Bârgăului reprezintă trăsături care impun separarea în două mari diviziuni a Carpaţilor Orientali.

A. Carpaţii Maramureşului şi Bucovinei cuprind masivele şi depresiunile până la Culoarul Bârgău, Depresiunea Dornelor, Depresiunea Câmpulung Moldovenesc – Gura Humorului. 1. Munţii Vulcanici Oaş-Gutâi; 2. Munţii Lapuş – Ţibleş; 3. Munţii Maramureşului; 4. Munţii Rodna şi Suhard; 5. Depresiunea Maramureşului; 6. Obcinele Bucovinei; 7. Munţii Bârgău şi Depresiunea Dornelor.

B. Carpaţii Moldo-Transilvani prezintă limite foarte clare date de depresiuni. Se prelungesc în sud până la Depresiunea Braşovului şi Valea Oituzului. 1. Munţii vulcanici Călimani – Gurghiu – Harghita; 2. Munţii Bistriţei; 3. Munţii Hăşmaşului (Curmăturii); 4. Munţii Trotuşului; 5. Munţii Oituzului; 6. Depresiunile Giurgen – Ciuc; 7. Depresiunea Braşovului.

BCU CLUJ / TAU UNIVERSITY LIBRARY

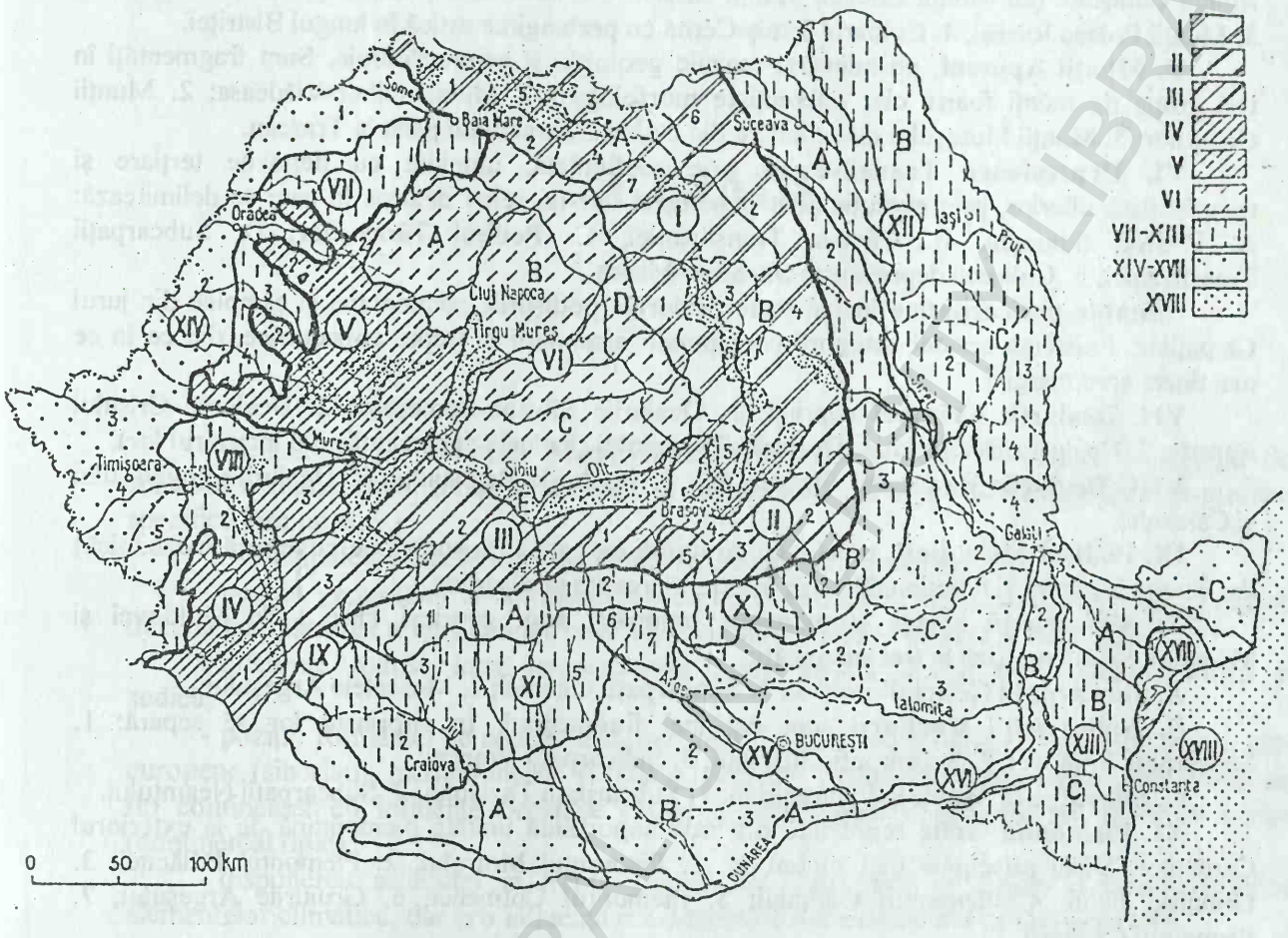


Fig. 3.80. Regiunile geomorfologice (Geografia fizică a României, vol. I). I. Carpații Orientali. II. Carpații de la Curbură; III. Carpații Meridionali; IV. Munții Banatului; V. Munții Apuseni; VI. Depresiunea Transilvaniei; VII – XIII. Dealuri și podișuri (VII, Dealurile Crișanei; VIII, Dealurile Banatului; IX, Podișul Mehedinți; X, Subcarpații, XI, Piemontul Getic; XII, Podișul Moldovei; XIII, Podișul Dobrogei); XIV – XVII, Câmpii (XIV, Câmpia Banato-Crișana; XV, Câmpia Română; XVI, Lunca , Bățile și Delta Dunării; XVII, Câmpia lacustră a Razimului; XVIII, Platforma continentală românească.

II. Carpații de Curbură se extind în vest până la Culoarul Bran-Rucăr. Sunt fragmentați transversal și divizați în grupe: 1. Munții Vrancei; 2. Munții Buzăului; 3. Munții Teleajenului; 4. Munții Timișului; 5. Munții Bucegi-Leaota.

III. Carpații Meridionali cuprind blocurile cristaline și depresiunile tectonice dintre Dâmbovița și Culoarul Timiș-Cerna. Reprezintă partea cea mai masivă din Carpații Românești. Văile adânci și culoarele depresionare i-au divizat în masive bine individualizate: 1. Munții Făgăraș-Iezer (inclusiv Depresiunea Loviștei); 2. Munții Parâng-Cindrel; 3. Munții Retezat-Godeanu cu Depresiunea Petroșani; 4. Depresiunea Hațeg-Orăștie (include Depresiunea Hațegului, Dealurile Hunedoarei, Culoarul Orăștie).

IV. Munții Banatului reprezintă o treaptă montană sub 1500 m, accentuat fragmentată, cu

numeroase culoare depresionare: 1. Munţii Semenic-Almăj, inclusiv Depresiunea Almăjului; 2. Munţii Carasului (cu Munţii Locvei, Munţii Aninei, Culoarul Ezeriş-Lupac şi Munţii Dognecei); 3. Munţii Poiana Ruscăi; 4. Culoarul Timiş-Cerna cu prelungirea estică în lungul Bistriţei.

V. Munţii Apuseni, un adevărat mozaic geologic şi geomorfologic. Sunt fragmentaţi în trei grupe de munţi foarte clar diferenţiate morfologic: 1. Munţii Bihor-Vlădeasa; 2. Munţii Crişurilor; 3. Munţii Mureşului cu extindere din Culmea Zarandului până în Trascău.

VI. Depresiunea Transilvaniei, arie scufundată, umplută cu depozite terţiare şi transformată ulterior, prin evoluţia post panoniană într-un relief deluros în care se delimitează: A. Podişul Someşan; B. Câmpia Transilvaniei; C. Podişul Târnavelor; D. Subcarpaţii Transilvaniei; E. Culoarul depresionar Olt-Sibiu-Mureş.

Unităţile pericarpatice includ toate dealurile, podişurile piemontane şi câmpiile din jurul Carpaţilor. Existenţa acestei categorii corespunde dispunerii în trepte concentrice, din ce în ce mai tinere spre margini.

VII. Dealurile Crişanei cuprind: 1. Dealurile Silvano-Someşene; 2. Dealurile Crişului Repede; 3. Dealurile Beiuşului; 4. Dealurile Zarandului (inclusiv depresiunile din interiorul lor).

VIII. Dealurile Banatului formate din: 1. Dealurile Begheiului; 2. Dealurile Pogănişului şi Carasului.

IX. Podişul Mehedinţi, unitate cu structură carpatică (cristalină cu cuvertură mezozoică) dar care prin aspect şi funcţionalitate se înscrie în treapta podişurilor.

X. Subcarpaţii situaţi la marginea munţilor, sunt cuprinşi între văile Moldovei şi Motrului. Se diferenţiază în trei subunităţi:

A. Subcarpaţii Getici divizaţi în: 1. Subcarpaţii Olteniei; 2. Muscelele Argeşului;

B. Subcarpaţii Curburii sunt cei mai fragmentaţi. În cuprinsul lor se separă: 1. Subcarpaţii Prahovei; 2. Subcarpaţii Buzăului; 3. Subcarpaţii Vrancei;

C. Subcarpaţii Moldovei împărţiţi în: 1. Subcarpaţii Tazlăului; 2. Subcarpaţii Neamţului.

XI. Piemontul Getic reprezintă cea mai importantă unitate piemontană de la exteriorul Carpaţilor. Văile principale l-au divizat în: 1. Piemontul Motrului; 2. Piemontul Bălăciţei; 3. Gruiurile Jiului; 4. Piemontul Oltetului; 5. Piemontul Cotmenei; 6. Gruiurile Argeşului; 7. Piemontul Cândeşti.

XII. Podişul Moldovei constituit din formaţiuni sarmaţiene în jumătatea nordică şi pliocene în partea sudică. În cadrul său se diferenţiază trei subunităţi principale: A. Podişul Sucevei; B. Câmpia Moldovei; C. Podişul Bârladului împărţit în: 1. Podişul Central Moldovenesc; 2. Colinele Tutovei; 3. Colinele Fălciului; 4. Podişul Covurlui.

XIII. Podişul Dobrogei este divizat în trei părţi caracteristice: 1. Podişul Dobrogei de Nord; 2. Podişul Dobrogei Centrale (Casimcei); 3. Podişul Dobrogei de Sud.

XIV. Câmpia Banato-Crişană este divizată în subunităţi diferenţiate pe bazine hidrografice: 1. Câmpia Someşului; 2. Câmpia Crişurilor; 3. Câmpia Mureşului; 4. Câmpia Timişului; 5. Câmpia Bârzavei.

XV. Câmpia Română alcătuită în totalitate din formaţiuni cuaternare. Este diferenţiată în: A. Câmpia Olteniei; B. Câmpia Munteniei de vest (sau a Teleormanului) divizată în: 1. Câmpia Boianului; 2. Câmpia Găvanu-Burdea; 3. Câmpia Burnazului; 4. Câmpia Piteştiului; C. Câmpia Munteniei de Est cu: 1. Câmpia subcolinară piemontană şi de glacisuri; 2. Câmpia de divagare; 3. Câmpia tabulară; 4. Câmpia Covurluiului.

XVI. Lunca, Bălţile şi Delta Dunării – reprezintă unităţile cele mai tinere ale reliefului României, formate în cea mai mare parte de Dunăre. **XVII. Câmpia lacustră a complexului Razim. XVIII. Platforma continentală a Mării Negre.**

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CAPITOLUL 4

CLIMA

Clima de pe teritoriul României reprezintă consecinţa unor cauze ce depind de sistemul climatic zonal temperat în care se încadrează, cât şi de particularităţile geografice specifice ţării noastre.

Principalele caracteristici ale climei României sunt generate de:

- poziţia geografică la latitudini mijlocii cu o extindere în latitudine pe 4°38', ceea ce duce la înregistrarea unor diferenţe mici a duratei zilelor dintre nordul şi sudul ţării;
- diferenţe reduse între temperaturile medii anuale dintre extremităţile nordică şi sudică;
- poziţia României pe continent într-o zonă de influenţă a maselor de aer oceanice, est-europene (siberian), mediteraneene şi polare, ceea ce explică prezenţa atât a unui climat de tip continental cu influenţe oceanice cât şi a unui climat continental cu influenţe estice (continental tipic);
- dispunerea reliefului în trepte concentrice determină o etajare a caracteristicilor elementelor climatice, dar şi o influenţare a direcţiilor maselor de aer pe teritoriul ţării.

4.1. Factorii genetici ai climei

Clima reprezintă o noţiune complexă a interacţiunii dintre factorii cosmici, dinamica generală a maselor de aer de la latitudinea ţării noastre şi factorii geografici locali reprezentaţi de suprafaţa subiacentă activă.

4.1.1. Radiaţia solară*

Dintre factorii cosmici, elementul esenţial este reprezentat de radiaţia solară. Potenţialul energetic solar de care dispune România a fost estimat pe baza măsurătorilor efectuate la staţiile meteorologice: Constanţa, Bucureşti-Afumaţi, Timişoara, Cluj-Napoca, Iaşi.

Radiaţia solară directă depinde de unghiul şi înălţimea Soarelui, opacitatea atmosferei, unghiul sub care aceasta este recepţionată. Unghiul de înălţime este determinat de anotimp, opacitatea atmosferei este strâns legată de încărcarea atmosferei cu vapori de apă şi noxe poluante, iar unghiul de recepţionare este determinat de relief.

Valorile medii ale radiaţiei solare directe înregistrate pe suprafaţa perpendiculară în interiorul arcului Carpatic sunt de 0,7 cal/cm^2 min., iar cele din exteriorul acestuia de 1,11

* Datele cu privire la radiaţia solară sunt luate din *Geografia României*, vol. I, *Geografia fizică*.

BCU - SCENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

cal/cm^2 min. la Iaşi şi 1,14 cal/cm^2 min. la Constanţa. Pe platourile montane înalte (Bucegi, Ceahlău) radiaţia solară directă poate depăşi la ora 12^{00}, în timpul zilelor de toamnă, chiar valori de 1,5 cal/cm^2 min., datorită transparenţei mai mari a atmosferei.

Radiaţia solară difuză depinde de unghiul de înălţime a Soarelui deasupra orizontului, opacitatea atmosferei şi de nebulozitate. În cursul unui an, aceasta variază de la valori medii de 0,02-0,03 cal/cm^2 min. în dimineţile de la sfârşitul iernii, la 0,40-0,44 cal/cm^2 min., în amiezele zilelor de la sfârşitul primăverii şi începutul verii. La Solstiţiul de iarnă, datorită unghiului de incidenţă mic, radiaţia difuză are cele mai mici valori.

Radiaţia globală se compune din radiaţia directă şi cea difuză. În regiunile exterioare arcului carpatic, radiaţia globală înregistrează, vara la zenit, 1,19 cal/cm^2 min. pe litoral, 1,10 cal/cm^2 min. la Bucureşti, 1,06 cal/cm^2 min. în nordul ţării şi 0,99-1,06 cal/cm^2 min. în interiorul lanţului muntos. Iarna, 65% din acest flux este realizat prin aportul radiaţiei difuze, iar vara prin aportul radiaţiei directe.

Pe teritoriul ţării cele mai mari valori medii anuale ale radiaţiei solare globale (peste 130 kcal/cm^2) sunt în jumătatea estică a Dobrogei, pe litoral (peste 132,5 kcal/cm^2) şi la gurile Dunării (peste 135 kcal/cm^2), iar cele mai mici (sub 110 kcal/cm^2) în regiunile montane. Câmpia Română dispune de un potenţial energetic solar de peste 125 kcal/cm^2, Câmpia Banato-Crişană şi Subcarpaţii Getici şi de la Curbură, de 120-122,5 kcal/cm^2, iar Depresiunea Transilvaniei şi Podişul Moldovei de 115-117,5 kcal/cm^2 (fig. 4.1).

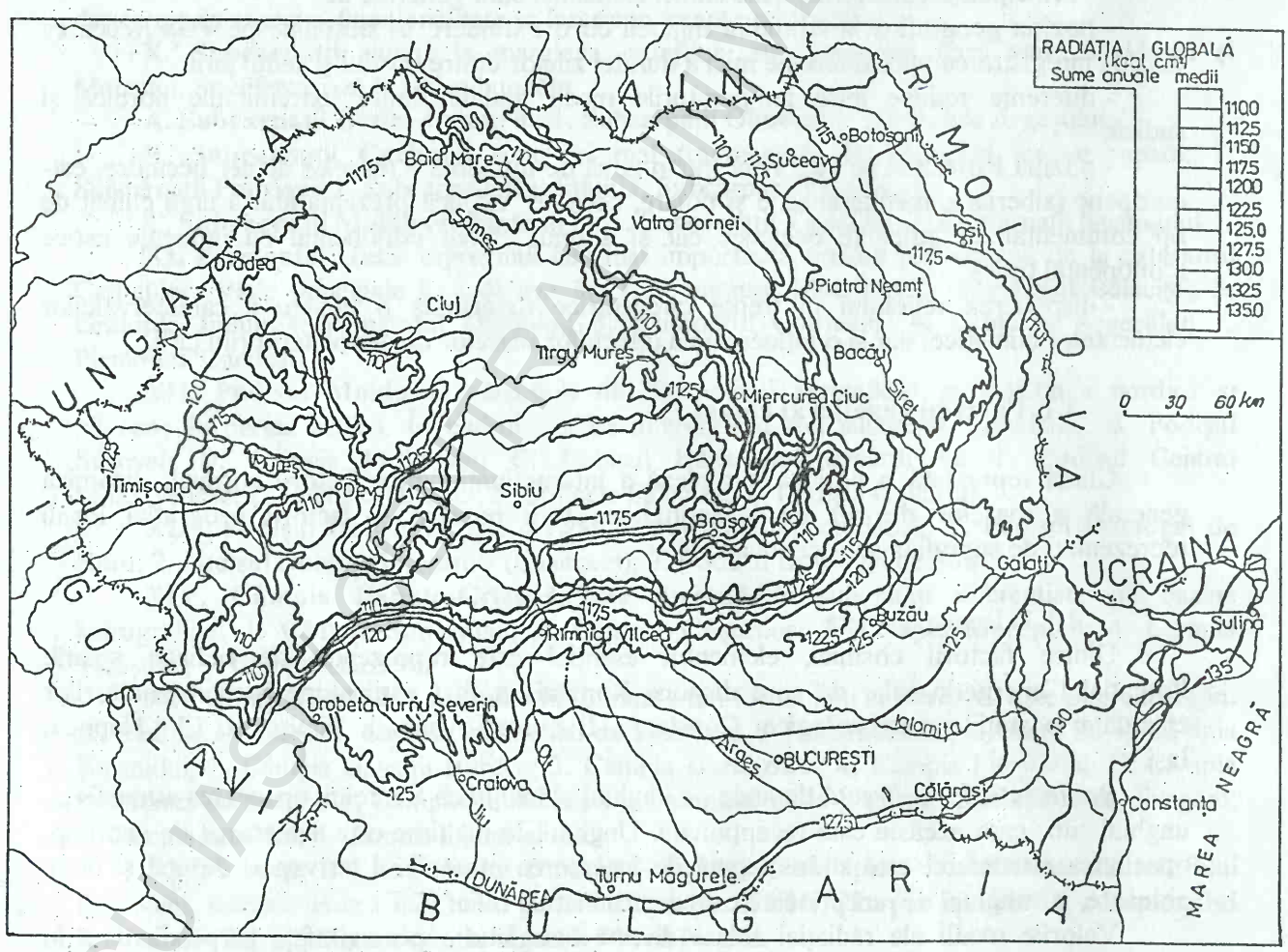


Fig. 4.1. Radiaţia globală (kcal/cm^2) (Atlasul României, 1974).

Radiația reflectată variază funcție de albedoul suprafeței active, de structura fluxului radiației globale și caracteristicile fizice ale straterlor inferioare ale atmosferei. Cele mai reduse valori (sub 0,10 cal/cm^2 min.), se înregistrează la sfârșitul toamnei și începutul iernii. Datorită stratului de zăpadă, iarna, radiația reflectată crește până la 0,2 cal/cm^2 min. În timpul iernii, la amiază, datorită stratului de zăpadă se ating cele mai mari valori (58-70%) în timp ce vara se înregistrează cele mai mici (<30%).

Radiația absorbită (cantitatea de energie solară preluată și supusă transformării în energie calorică de către suprafața activă). Variază în raport de latitudine și caracteristicile suprafeței active. Crește foarte rapid în prima jumătate a anului. Astfel, dacă în ianuarie numai 40-55% din energia solară este preluată de suprafața activă, în martie aceasta atinge 80-85%. Energia calorică rezultată prin conversia energiei radiante, la nivelul suprafeței active, este în cea mai mare parte cedată atmosferei pentru încălzirea acesteia, iar o parte este transmisă conductiv spre profunzimea scoarței.

Diferența dintre energia cedată radiativ de suprafața activă atmosferei și cea emisă de atmosferă spre suprafața activă este *radiația efectivă*. În nopțile de iarnă, pe tot teritoriul României, valorile medii sunt mai mici de 0,03 cal/cm^2 min., iar în amiezele zilelor de iarnă, valorile sunt mai mici de 0,8 cal/cm^2 min., ajungând în aprilie la 0,16 cal/cm^2 min. Vara, la aceleași ore, în sudul țării se depășesc 0,18 cal/cm^2 min., iar pe litoral 0,22 cal/cm^2 min..

Bilanțul radiației este condiționat de caracteristicile fizice ale suprafeței active și de starea atmosferei. Cele mai pronunțate diferențieri latitudinale se produc deasupra solului neînierbat (0,75 cal/cm^2 min. la București-Afumați și 0,60 cal/cm^2 min. la Cluj-Napoca), iar cele mai reduse pe suprafețe cu grad mare de omogenitate coloristică și structurală (iarba verde).

Bilanțul radiativ nocturn este negativ pe întreg anul crescând de la iarnă la vară, odată cu contrastul caloric. Pe litoral, bilanțul radiativ atinge, în nopțile de vară, 0,07 cal/cm^2 min. Ziua, radiația absorbită este tot timpul anului mai mare decât radiația efectivă. Până în lunile iunie-iulie, bilanțul crește, astfel încât în timpul amiezii zilelor de vară, tot teritoriul beneficiază de peste 0,60 cal/cm^2 min. În regiunile exterioare arcului carpatic acesta atinge 0,70 cal/cm^2 min. la Iași, 0,72 cal/cm^2 min. la București și 0,78 cal/cm^2 min. la Constanța. În nopțile cu cer acoperit bilanțul radiativ este de numai 20% din cel al nopților senine, iar la amiaza zilelor cu cer acoperit variază între 40-60% față de cel realizat în zilele senine.

4.1.2. Circulația generală a atmosferei

Analiza materialului sinoptic evidențiază patru forme principale de circulație a aerului în straterle inferioare ale atmosferei, cu implicații asupra vremii și climei României (Topor, Stoica, 1965): circulația vestică, circulația polară, circulația tropicală, circulația de blocare (fig. 4.2.)

Circulația vestică deține o frecvență de 45% din totalul cazurilor. Prezintă persistență mare atât în perioada caldă cât și iarna. Are loc în condițiile existenței unui câmp de mare presiune atmosferică deasupra părții sudice a continentului și a unei zone depresionare în regiunile nordice (fig. 4.2.a). Pentru teritoriul României circulația vestică determină ierni blânde, cu precipitații sub formă de ploaie. Vara, circulația vestică determină instabilitate atmosferică.

Circulația polară reprezintă 30% din cazuri, fiind generată de dezvoltareași extinderea spre Islanda a anticiclonului Azorelor (fig. 4.2.b). Această circulația antrenează spre Europa Centrală și de sud-est, mase de aer de origine oceanică de la latitudinile polare, care determină scăderea temperaturii, creșterea nebulozitări și căderea de precipitații sub formă de averse. În situația când dorsala anticiclonului se unește cu anticiclonul situat în mările polare

nordice sau cel plasat deasupra Peninsulei Scandinave, determină pătrunderea peste Europa centrală a maselor de aer polare ce produc scăderea pronunțată a temperaturii.

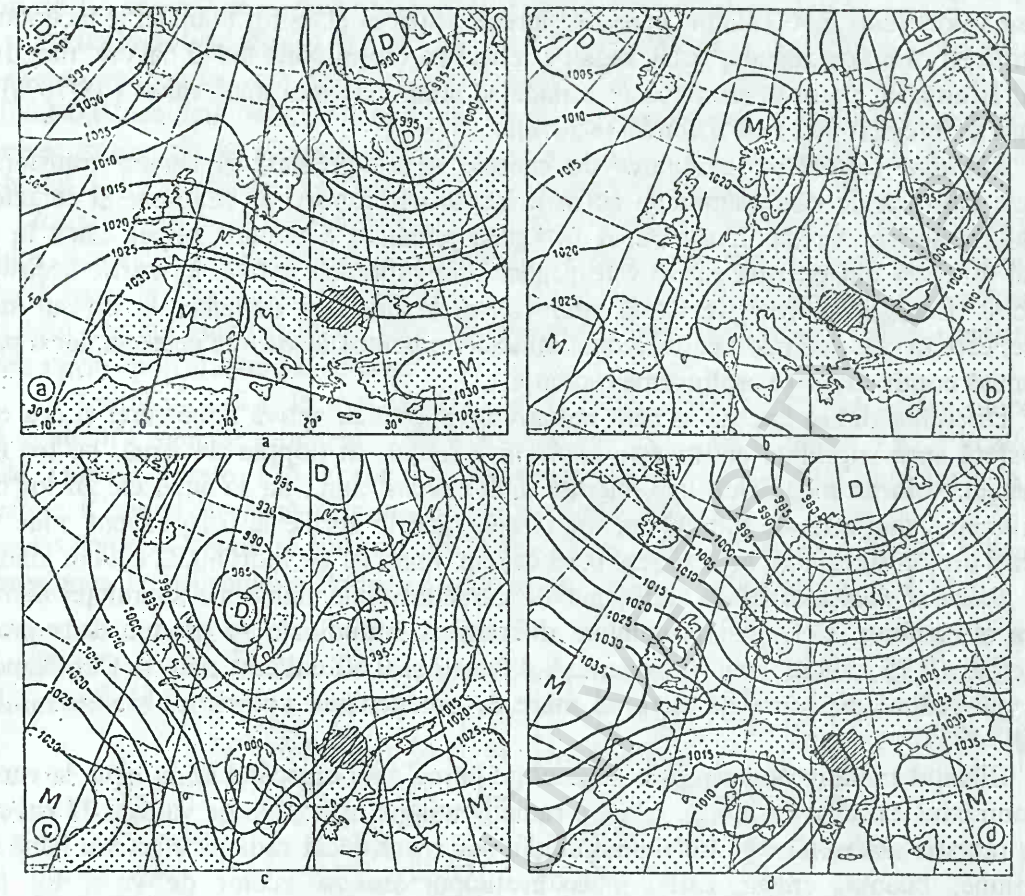


Fig. 4.2. Tipuri de circulație a atmosferei: a, vestică; b, polară; c, tropicală; d, de blocare (Geografia fizică a României, vol. I).

Circulația tropicală deține 15% din cazuri și asigură transfer de căldură dinspre regiunile tropicale spre cele polare (fig. 4.2.c). Aceasta se manifestă fie pe direcția sud-vest, când aerul tropical traversează Mediterana, aducând o cantitate substanțială de vapori de apă, fie pe direcția de sud-est, trecând peste Asia Mică și ajungând deasupra României sub formă de aer fierbinte și uscat. În perioada rece a anului, transferul unor mase de aer cald, din nordul Africii, peste Mediterana, determină ierni blânde, uneori cu cantități mari de precipitații. Vara determină vreme instabilă, cu averse și descărcări electrice, iar transportul aerului dinspre sud-est determină vreme frumoasă și secetoasă.

Circulația de blocare înregistrează 10% din situații. Are loc când deasupra continentului se instalează un regim de presiune ridicată care deviază perturbațiile ciclonice ce apar în Oceanul Atlantic către nordul și nord-estul Europei, blocând direcția de deplasare spre partea centrală și spre sud-est a acesteia (fig.4.2.d). În această situație regiunea țării noastre se situează într-un câmp de presiune ridicată, cu cer senin, vreme frumoasă, călduroasă și secetoasă vara, iarna închisă dar cu precipitații neînsemnate.

Fiecare dintre tipurile arătate prezintă mai multe variante, funcție de poziția sistemelor ciclonale și anticiclonale, care le generează și influențează permanent. Printre acestea se menționează: anticiclonul azoric, ciclonul islandez, anticiclonul est-european (siberian), ciclonii mediteraneeni (cu frecvență mai mare)); anticiclonul groenlandez, anticiclonul scandinav, anticiclonul nord-african și ciclonul arab (cu frecvență mai mică).

Anticiclonul Azoric se centrează în Oceanul Atlantic între 20-40° latitudine nordică, în zona Insulelor Azore. Vara are o poziție mai nordică, prezentând pulsații până în Scandinavia și spre est, deasupra Mării Mediteraneene.

Ciclonul islandez se formează în nordul Oceanului Atlantic, în nord-vestul Islandei. Acțiunea sa este strâns corelată cu cea a Anticiclonului Azorelor, într-o reciprocitate inversă. Astfel, Ciclonul islandez este activ și extins iarna când ocupă integral nordul Oceanului Atlantic. Vara, se restrânge spre nord iar activitatea sa deasupra României este mai redusă.

Anticiclonul est-european (numit și siberian) se formează iarna deasupra Eurasiei, ca urmare a răcirii accentuate a uscatului. Dorsala acestui anticiclon apare aproximativ în septembrie și durează până în martie.

Ciclonii mediteraneeni iau naștere în bazinul occidental sau central al Mării Mediteraneene, se formează pe frontul creat prin pătrunderea aerului polar peste vestul și centrul Europei, la contactul cu aerul tropical. Prezintă caracter de semipermanență, cu frecvență mai mare iarna și a doua parte a verii. Influența lor este mai mare în sudul țării, unde produc precipitații bogate. Iarna, când ciclonii mediteraneeni ajung deasupra Mării Negre, în contact cu aerul rece transportat de anticiclonul siberian, determină intensificări de vânt și căderi abundente de zăpadă.

Ceilalți centri barici au influență mai mică asupra României. *Anticiclonul Scandinav* are frecvență mai mare vara, când determină înghețuri târzii și timpurii. *Anticiclonul groenlandez* acționează îndeosebi vara și produce aceleași efecte. *Anticiclonul nord-african* transportă aer cald tropical, uneori praf. Când se încarcă cu umezeală deasupra Mediteranei, devine instabil din punct de vedere termic, determinând fenomene orajoase. *Ciclonul arab* are mai puțină influență directă asupra vremii din sud-estul Europei.

Asupra tuturor acestor centri barici se manifestă și influența Carpaților, care modifică dezvoltarea proceselor atmosferice schimbând traiectoriile ciclonilor, deformează fronturile și produc diferențieri în aspectul vremii.

4.1.3. Suprafața subiacentă activă

Se înțelege prin suprafață activă (subiacentă) suprafața terestră cu toate particularitățile ei (relief, vegetație, rețea hidrografică, substrat geologic și sol). Suprafața activă este definită numai în contextul în care ea are rol de transformare a energiei solare radiante în căldură, în umezirea aerului și în transformarea maselor de aer pe măsura deplasării lor.

Reliefiul are cel mai mare rol, deoarece el generează dimensiunile "spațiului climatic", deci cele mai importante trăsături climatice. Variabilitatea și proporționalitatea sa (câmpii, dealuri și podișuri, munți) determină variabilitate teritorială a particularităților climatice la scară regională, determinând tipul climatelor: climă de munte, climă de dealuri și podișuri, climă de câmpie, climă de litoral. Acestea sunt diversificate mult dacă se iau în considerare caracteristicile peisajului geografic local: orientarea lanțurilor muntoase, expoziția versanților, altitudinea și varietatea formelor și microformelor de relief, particularitățile hidrografiei, vegetației, solurilor.

Carpații, prin orientarea lor, joacă rol de baraj în calea maselor de aer anticiclonice, atât cele aparținătoare anticiclonului siberian, cât și cele oceanice din vest. Drept urmare, apare un climat mai moderat în partea vestică (Câmpia și Dealurile Banato-Crișene, Munții Apuseni, Depresiunea Transilvaniei) și mai continental în partea de est și sud a țării. Frecvența anticiclonilor în partea de est și sud și staționarea lor în fața Carpaților contribuie la continentalizarea climatului, cu amplitudini mari de temperaturi (mediile anuale depășesc 25-26° C, umezeala aerului mai scăzută, precipitații mai puține (350-550 mm). De asemenea,

celelalte fenomene meteorologice (brume, înghețuri, viscole, fenomene de uscăciune, secetă) sunt mai frecvente în estul țării.

Expoziția versanților față de circulația generală a atmosferei, consecință a orientării lanțului carpatic, determină o distribuție neuniformă a cantităților de umezeală și precipitații și a nebulozității(fig. 4.3.- 4.4.). Versanții cu expunere vestică beneficiază de umezeală mai mare cu 2-4%, precipitații mai bogate cu circa 100 mm, nebulozitate mai ridicată. De asemenea, expoziția versanților față de radiația solară determină o distribuție neuniformă a cantităților de energie, cele mai mari contraste apar între versanții expuși sudic și nordic.

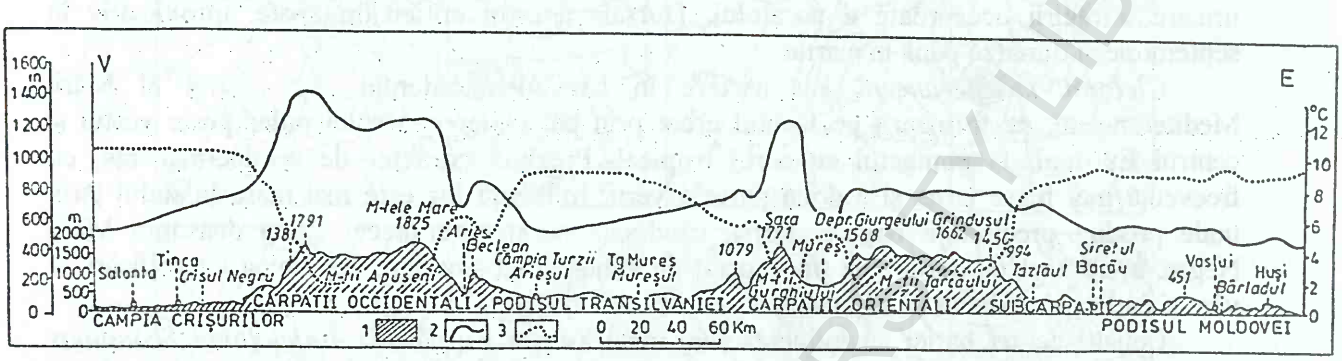


Fig. 4.3. Raporturile dintre relief și valorile medii anuale ale temperaturilor și precipitațiilor din vestul spre estul țării (Chițu, 1975): 1, relieful; 2, suma mediilor anuale ale precipiațiilor (mm); 3, temperatura medie anuală (°C).

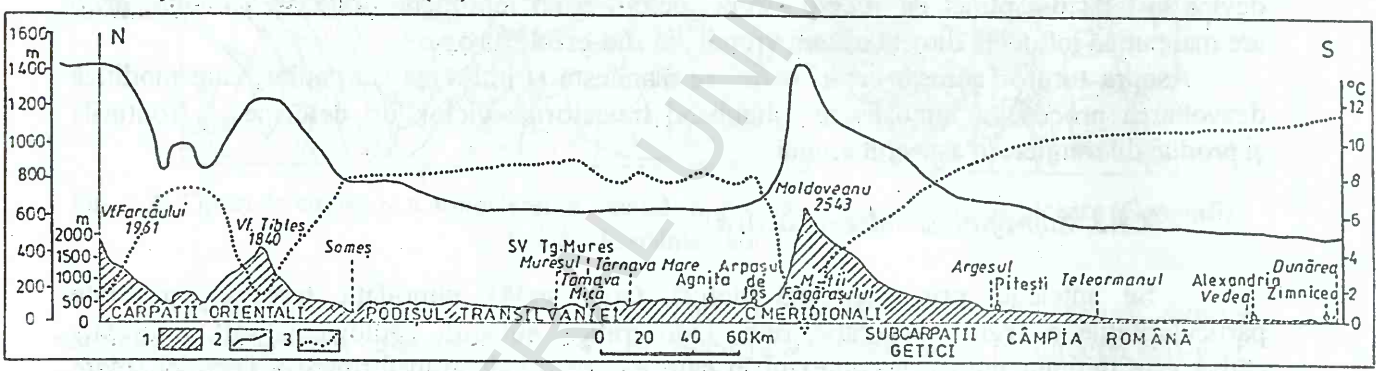


Fig. 4.4. Raporturile dintre relief și valorile medii anuale ale temperaturilor și precipitațiilor din nordul spre sudul țării (Chițu, 1975): 1, relieful; 2, suma mediilor anuale ale precipiațiilor (mm); 3, temperatura medie anuală (°C).

În distribuția energiei solare pe un anumit versant, un rol deosebit revine *pantei.* Versanții abrupți primesc o cantitate mică de energie solară, comparativ cu cei alcătuiți din pante line. Importanță deosebită revine și *altitudinii reliefului* care determină zonalitatea verticală a tuturor proceselor și fenomenelor climatice; temperatura medie anuală scade cu altitudinea, conform gradientului termic vertical de 0,5-0,7°C/100 m, umezeala relativă medie anuală crește cu 1-1,5%/100 m, cantitatea anuală de precipitații crește cu 70-100 mm/100 m, aceasta conform și cu orientarea versanților. De asemenea, configurația reliefului joacă un rol important în geneza și regimul unor elemente climatice, formele convexe sunt expuse vântului, cele concave sunt caracterizate prin umezeală mai mare.

Vegetația generează, la rândul său, particularități climatice și topoclimatice diferite în raport de gradul de acoperire, speciile caracteristice, densitatea frunzelor, tipul de vegetație (pajiști, culturi, pădure), stadiul acesteia ș. a. Principala caracteristică a vegetației o constituie *suprafața activă,* unde au loc procese diferențiate de transformare a radiației solare în căldură; peste 80% din razele solare și 15-20% din precipitații nu ajung la sol, ci sunt reținute

BCU IAȘI PETRU LUNIVERSITY LIBRARY

de frunze. Dintre toate categoriile de formaţii vegetale, pădurea reprezintă cele mai pronunţate particularităţi topoclimatice:

- îndeplineşte rol de obstacol în calea maselor de aer (vânturilor);
- contribuie la reducerea contrastelor termice;
- reglează regimul termic;
- contribuie la creşterea umezelii aerului şi solului datorită regimului de transpiraţie.

Bazinele acvatice (lacuri, bălţi) şi chiar râurile au o comportare distinctă faţă de uscat în privinţa absorbţiei radiaţiilor; ele consumă o cantitate de energie calorică mai mare şi, deci, în timpul verii, în jurul lor se creează temperaturi mai coborâte ale aerului şi o umezeală mai ridicată. Iarna, fenomenul se inversează (exemplu: Marea Neagră, care creează un microclimat aparte. Este favorizată circulaţia inversă, ce contribuie la destrămarea norilor şi reducerea drastică a precipitaţiilor; în timpul verii se creează condiţii de producere a brizelor).

Rocile şi solul acţionează îndeosebi prin capacitatea lor de reflectare a razelor solare (albedoul), datorită culorii. Astfel, rocile şi solurile închise la culoare (bazalte, marne vineţii; cernoziomurile) reflectă aproximativ 10-12% din radiaţia solară, pe când nisipurile reflectă 30-40%, iar sărăturile 25-45%.

Activităţile antropice sunt răspunzătoare de individualizarea unor subtipuri de suprafeţe subiacente care modifică substanţial unii parametri climatici. Diversele activităţi cu industrii poluante (metalurgie, chimie şi petrochimie, materiale de construcţii) contribuie la degradarea calităţii aerului, la impurificarea lui cu noxe poluante.

4.2. Carateristicile elementelor climatice

4.2.1. Temperatura aerului

4.2.1.1. Temperatura medie anuală

Diversitatea mare a condiţiilor fizico-geografice ale teritoriului României imprimă o distribuţie neuniformă a valorilor anuale ale temperaturii aerului cu un ecart de peste 13°C (fig.4.5.). Cele mai ridicate temperaturi anuale, de peste 11°C se înregistrează în sudul Câmpiei Române, în lungul Dunării, pe litoralul Mării Negre şi în sud-vestul Banatului, unde şi bilanţul radiativ şi caloric prezintă cele mai mari valori. În restul regiunilor de câmpie, temperatura medie anuală se menţine între 10°C şi 11°C (fig.4.5.). În dealuri şi podişuri temperatura medie anuală scade sub 10°C. Cele mai mici temperaturi medii anuale sunt în regiunile montane, unde variază între 6°C şi sub -2°C, această din urmă caracterizând vârfurile de peste 2000 m altitudine din masivele Bucegi, Făgăraş, Retezat, M. Rodnei.

În văile adânci şi depresiunile intramontane, temperatura medie scade până la 6°C. Expoziţia poate impune diferenţieri pe versanţii expuşi sudic, temperatura fiind mai ridicată faţă de cei expuşi nordic, la aceeaşi altitudine. Exemplu, pe versantul nordic al Munţilor Făgăraş, izoterma de 6°C se situează la circa 600 m altitudine, în timp ce pe versantul sudic la peste 700 m. De asemenea, în anumite zone cu procese de descendenţă a aerului (Subcarpaţii de Curbură, sud-estul Munţilor Apuseni) temperatura medie anuală este mai mare cu 1-2° C faţă de regiunile înconjurătoare (9-10° C în Subcarpaţii Curburii, peste 9°C în sud-estul Munţilor Apuseni).

Regimul termic din luna *ianuarie* (luna cea mai rece – fig. 4.6.) înregistrează valorile cele mai coborâte pe întreg teritoriul ţării, situându-se între 0,3°C în extremitatea sud-estică a litoralului (Mangalia) şi -10°C pe culmile muntoase înalte.

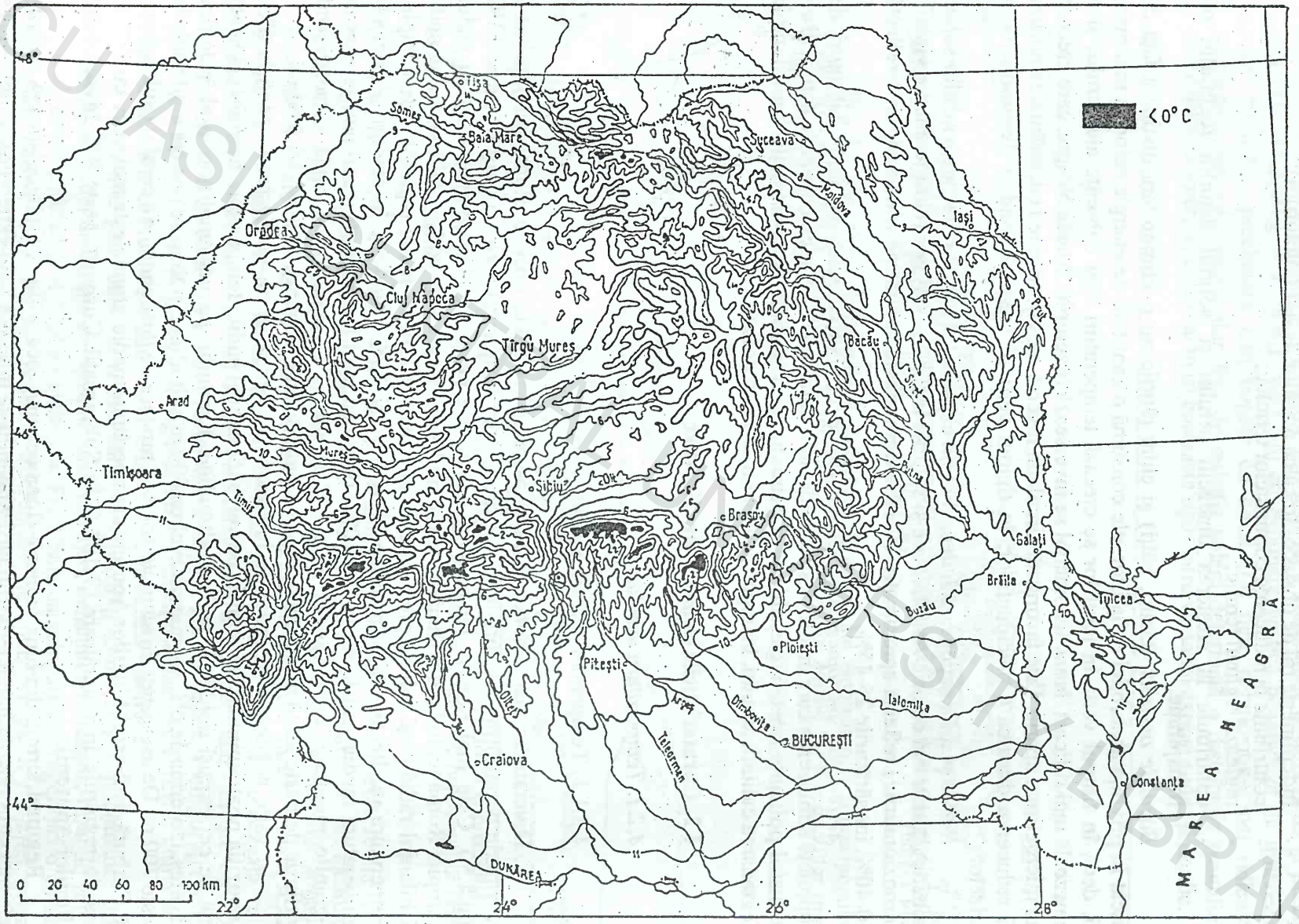


Fig. 4.5. Temperatura medie anuală a aerului (°C) (Atlasul României, 1974).

BCU IASI CENTRU DE RESURSE PENTRU STUDENTI LIBRARY

În regiunea de câmpie din estul şi sud-estul ţării, sub influenţa maselor de aer continentalizat, temperatura aerului se situează sub -3°C, în timp ce în partea vestică a ţării temperatura creşte la peste -2°C. În sud-vestul ţării, în Câmpia Banatului, în vestul Câmpiei Române (Oltenia de la vest de Jiu) temepratura medie este mai ridicată cu 1-2°C faţă de partea estică (fig. 4.6.). În Moldova, valorile scad frecvent sub -4°C, în timp ce în Dealurile Subcarpatice situate deasupra stratului de aer rece se înregistrează valori mai ridicate cu până la 1-2°C.

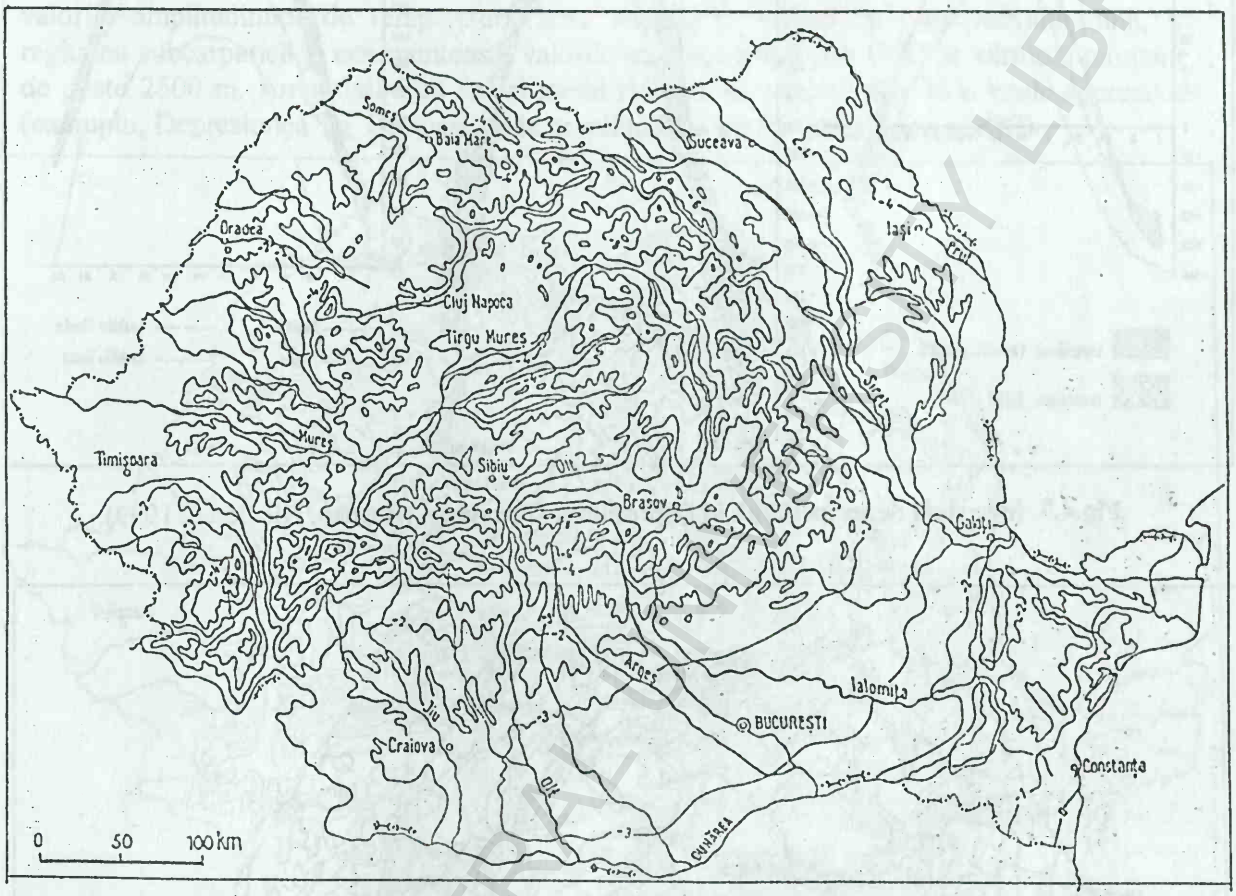


Fig. 4.6. Temperaturi medii lunare ale aerului în luna ianuarie (Atlasul României, 1974).

Regiunile montane sunt delimitate de izoterma de -6°C, în interiorul lor, temperatura fiind repartizată conform gradientului termic vertical de 0,5°C/100 m. Pe vârfurile cele mai înalte ale Carpaţilor, temperatura medie anuală scade sub -10°C (Vf. Omul –10,6°C). Caracteristic sezonului rece al anului este prezenţa inversiunilor de temperatură specifice reliefului depresionar (Depresiunile: Dornelor, Gheorghieni, Ciuc, Braşov, Petroşani) (fig. 4.7.).

Regimul termic al lunii *iulie* (luna cea mai caldă) se impune ca o mare diversitate a distribuţiei în spaţiu a temperaturii aerului, urmare a neuniformităţii condiţiilor geografice. Din harta temperaturilor medii ale lunii iulie (fig. 4.8.) se observă că izoterma de 22°C detaşează Câmpia Română şi Dobrogea, unde se realizează temperaturi mai mari de 22°C doar pe o fâşie dispusă în lungul Dunării, între Drobeta-Turnu Severin şi Călăraşi. Piemontul Getic, Câmpia Banato-Crişană, Dealurile Vestice şi Podişul Moldovei intră în arealul cu temperaturi de 18-22°C. Începând din Subcarpaţi, spre culmile montane, temperaturile scad uniform cu înălţimea, de la 18° C ajungând la sub 6°C pe vârfurile cele mai înalte (Vf. Omul 5,4°C). Se remarcă faptul că întreaga ramă estică a Podişului Transilvaniei are temperaturi mai scăzute, izoterma de 18°C coboară mult mai jos decât în restul ţării.

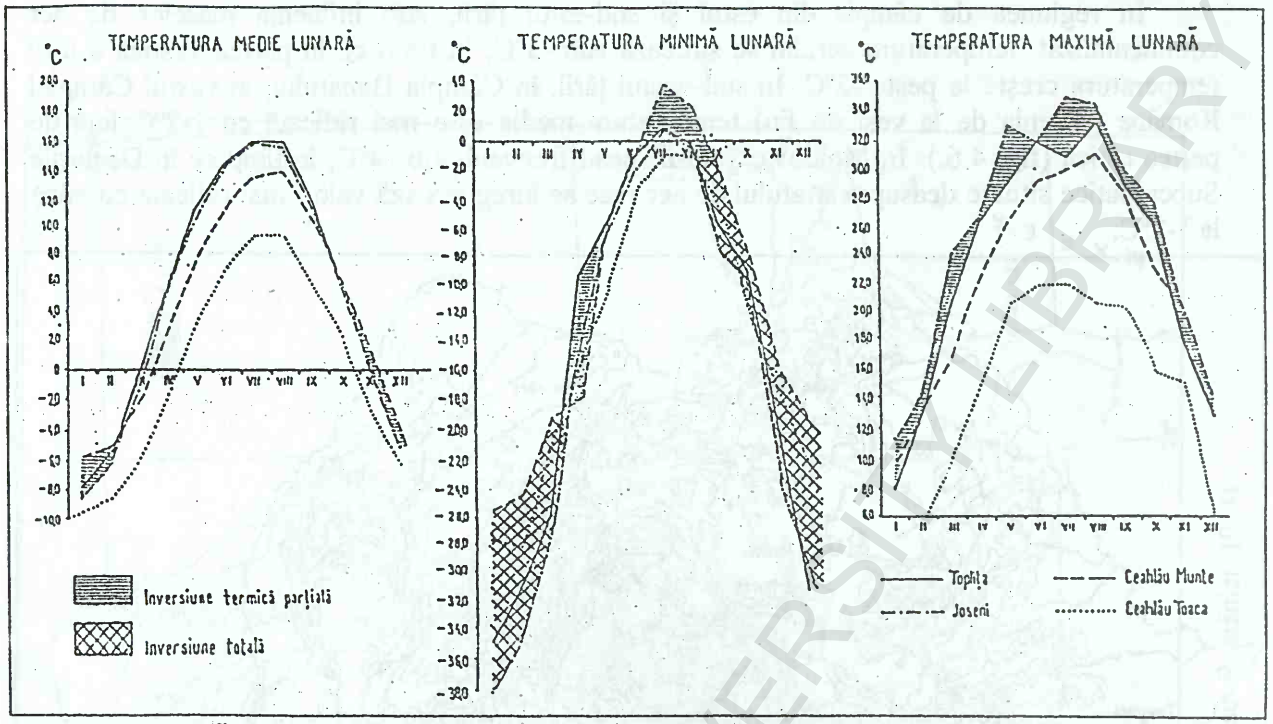


Fig.4.7. Inversiuni de temperatură în Depresiunea Gheorgheni (Bogdan, Niculescu, 1999).

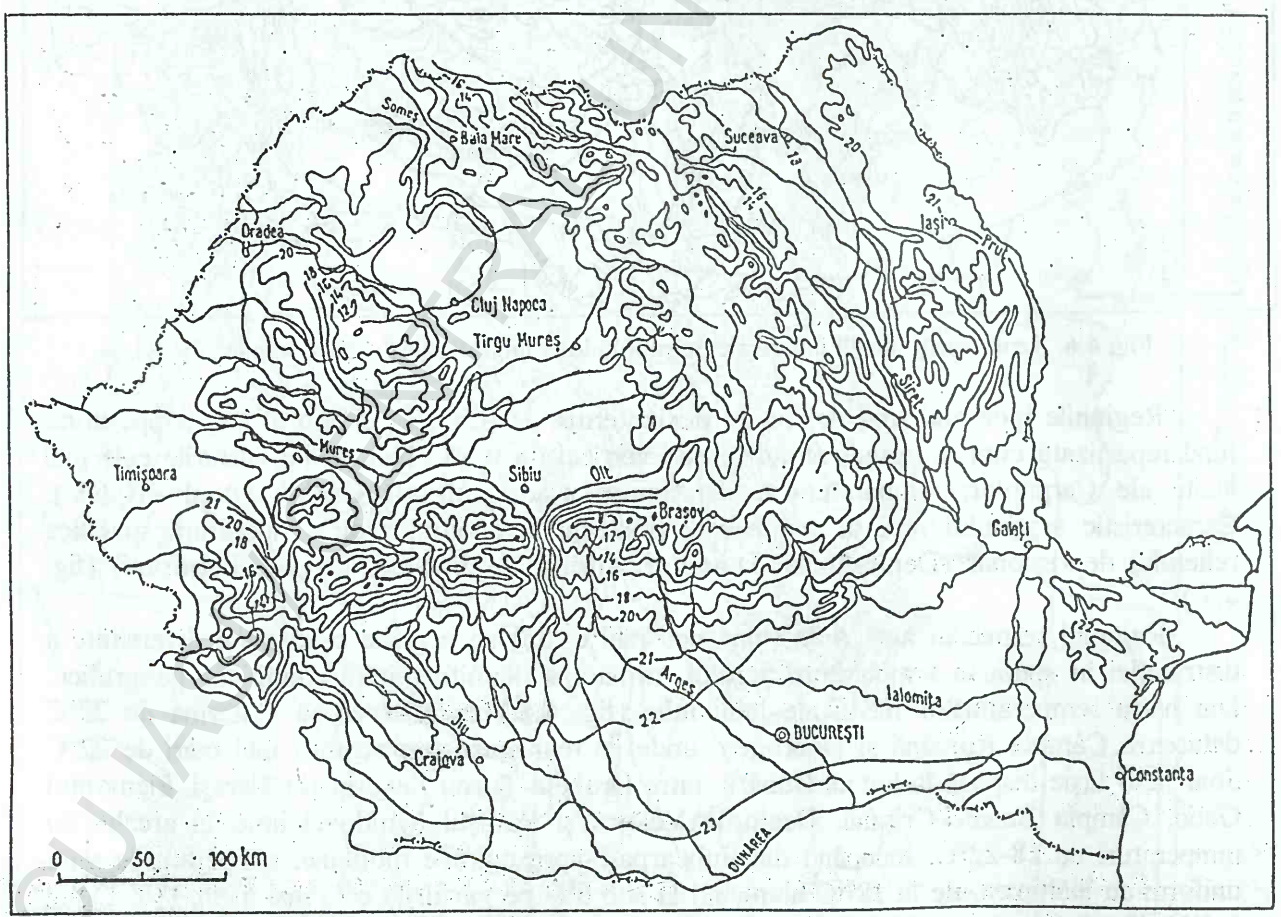


Fig.4.8. Temperatura medie lunară a aerului (°C) în luna iulie(Atlasul României, 1974).

BCU IAŞI UNIVERSITY LIBRARY

4.2.1.2. Amplitudinea medie anuală

În privința amplitudinii termice medii anuale (fig. 4.9.) se constată că cele mai mari valori ale amplitudinii termice (peste 25°C) sunt în Câmpia Română şi în bazinul inferior al Siretului şi Prutului, unde au cea mai mare frecvență advecţiile de aer continental. În estul Câmpiei Române apare o insulă orientată nord-est – sud-vest cu amplitudini termice şi mai mari, care depăşesc 26°C (fig. 4.9). În Câmpia Banato-Crişană şi Podişul Transilvaniei valorile amplitudinilor de temperatură scad sub 23°C. Odată cu creşterea altitudinii, în regiunea subcarpatică şi cea muntoasă, valorile scad ajungând sub 17°C pe vârfurile montane de peste 2500 m. Amplitudini cu valori medii ridicate se înregistrează şi în unele depresiuni (exemplu, Depresiunea Tg. Secuiesc unde amplitudinea medie este de peste 24°C).

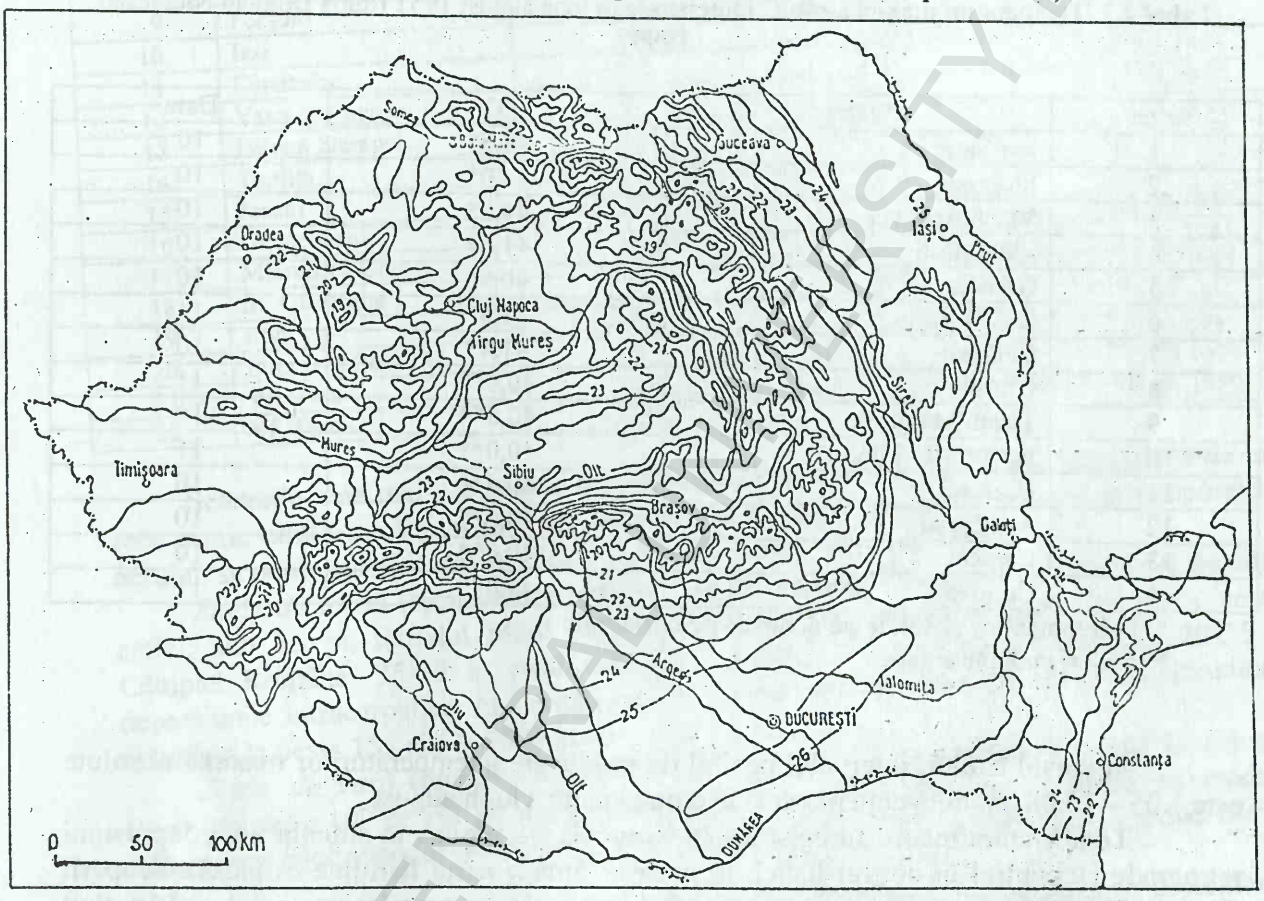


Fig.4.9. Amplitudinea medie anuală a temperaturii aerului (°C)(Atlasul României, 1974).

4.2.1.3. Temperaturile medii zilnice

Cele mai mari variații ale valorii acestora (peste 1°C) se produc iarna, când şi contrastul termic dintre masele de aer este mai pregnant, iar cele mai mici vara (sub 1°C). În luna ianuarie, temperaturile medii zilnice au valori sub -6°C în câmpie, iar în anii cei mai friguroşi pot atinge -18°C, pe când în anii calzi cresc la peste 9°C. În regiunea muntoasă acestea scad sub -12°C, prezentând oscilații neperiodice foarte mari, de la -1°C la -28°C. În luna iulie, valorile medii multianuale depăşesc 23°C în regiunile de câmpie şi 7°C în cele de munte. Variațiile neperiodice din această lună sunt mai reduse decât în ianuarie. În câmpie, în timpul încălzirilor excesive, media zilnică a temperaturii ajunge până la 30°C, iar pe culmile montane înalte, depăşeşte 12°C, în timp ce în cazul advecțiilor de aer rece, temperatura medie a aerului coboară sub -14°C în câmpie şi sub -2°C la munte.

4.2.1.4. Temperaturile extreme

Reprezintă valorile minime şi maxime absolute înregistrate în țară. Din datele existente se constată că temperaturile maxime absolute au depăşit 41 - 42°C în Câmpia Română, 39-40°C în Câmpia Banato-Crişană, 38 - 40°C în Podişul Moldovei, 37 - 38°C în Depresiunea Transilvaniei. În arealul subcarpatic acestea au fost de 37 - 39°C, iar în cea montană, pe vârfurile cele mai înalte (la peste 2500 m) de 22°C. **Valoarea maximă absolută** înregistrată în România a fost de 44,5°C la localitatea Ion Sion-Râmnicelu (lângă Brăila), la 10 august 1951. În aceeaşi zi sau în ziua următoare s-au înregistrat temperaturi record şi pentru alte localități, cele mai multe situate în estul Câmpiei Române (tabel 4.2.).

Tabel 4.2. Temperaturi maxime ≥40°C înregistrate în luna august 1951 (după Bogdan Niculescu 1999)

Nr.crt.	Stația	^{0}C	Data
1	Ion Sion	44,5*	10
2	Slobozia	44,0*	10
3	Valea Argovei	44,0*	10
4	Mărculeşti	41,5*	10
5	Grivița	40,9*	10
6	C.A.Rosetti	41,5*	11
7	Călăraşi	41,4*	10
8	Giurgiu	40,0**	11
9	Turnu Măgurele	40,6**	10
10	Bucureşti - Filaret	40,0**	11
11	Urziceni	40,6**	10
12	Armăşeşti	40,0**	10
13	Caracal	40,0**	10
14	Craiova	40,0**	11

* Valori maxime absolute pe perioada de observație

** Valori maxime anuale

În cursul anului, intervalul posibil de producere a temperaturilor maxime absolute este 1.05 – 15.08, cu frecvența maximă în a doua parte a lunii august.

Temperatura record înregistrată în România s-a produs în situația unei depresiuni retrograde cu centrul în nordul Italiei. În această situație aerul fierbinte tropical a acoperit Câmpia Română, unde, pe fond secetos din perioade premergătoare, solul s-a încălzit excesiv, determinând şi încălzirea aerului. S-a stabilit că pe suprafața solului temperatura maximă absolută a fost de 74,7°C în timpul momentului culminant de 44,5°C (Bogdan, Mihai).

Temperatura minimă absolută a aerului a coborât în cea mai mare parte a țării sub -30°C. Pe litoral, în Subcarpații de Curbură, Subcarpații Getici şi ai Moldovei, temperatura minimă absolută a coborât sub -28°C. Valoarea minimă record a fost de –38,5°C (24 ianuarie 1942) la Stația meteorologică Bod, situată pe fundul Depresiunii Braşov. De altfel, răcirile cele mai frecvente, cu valoarea cea mai coborâtă de sub -38°C s-au înregistrat toate în depresiuni intracarpatice (-38°C la Joseni, în depresiunea Giurgeu; -38,4°C la Miercurea Ciuc, în Depresiunea Ciucurilor; -38,5°C în Depresiunea Braşovului şi doar una pe munte, -38°C pe Vârful Omu, la 2504 m (tabel 4.3.).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Tabel 4.3. Temperaturi minime absolute ≤-34°C înregistrate în timpul celor mai puternice răciri din ultimul secol în România (după Bogdan, Niculescu, 1999)

Nr.crt.	Staţia	H (m)	Temperatura minimă (°C)	Data
1	Timişoara	91	-35,3	29.01.1963
2	Dej	246	-35,2	18.01.1963
3	Cluj Napoca	363	-34,2	23.01.1963
4	Mediaş	294	-35,0	25.01.1942
5	Dumbrăveni	320	-34,2	24.01.1963
6	Craiova	105	-35,5	25.01.1963
7	Roşiori de Vede	103	-34,6	25.01.1942
8	Alexandria	45	-34,8	24,25.01.1942
9	Focşani	60	-34,0	15.01.1893
10	Iaşi	104	-36,3	1.02.1937
11	Cârlibaba	1050	-37,2	27.01.1954
12	Vatra Dornei	807	-36,5	13.01.1950
13	Poiana Stampei	850	-34,3	23.01.1963
14	Topliţa	687	-34,8	13.02.1935
15	Joseni	750	-38,0	18.01.1963
16	Gheorgheni	815	-35,0	11.02.1929
17	Miercurea Ciuc	661	-38,4	14.01.1985
18	Sf. Gheorghe	561	-34,9	13.01.1985
19	Bod	508	-38,5	25.01.1942
20	Intorsura Buzaului	707	-35,5	13.01.1985
21	Vf. Omu	2504	-38,0	10.02.1929
22	Vf. Ţarcu	2190	-34,4	3.01.1979

Scăderile cele mai accentuate de temperatură s-au produs în timpul advecţiilor de aer rece arctic continental şi al răcirilor radiative în regim anticiclonic. Funcţie de temperatura aerului, se poate stabili numărul zilelor de iarnă şi a celor de vară.

Zilele de iarnă (temperatura maximă ≤ 0,0°C) variază funcţie de altitudine şi de zonă astfel: sub 15 pe litoralul Mării Negre, 20 în Câmpia Banato-Crişană, 20-25 în vestul Câmpiei Române, 25-30 în estul Câmpiei Române, 35 în Câmpia Moldovei, 20-35 în depresiunile intracarpatice. În Carpaţi numărul anual al zilelor de iarnă creşte cu altitudinea, ajungând la peste 155 zile la 2500 m.

Zilele de vară (temperatura maximă ≥25°C) au cea mai mare frecvenţă în Câmpia Română (peste 100 de zile pe an, iar cele mai puţine pe litoral (sub 50 zile anual) ca urmare a influenţelor moderatoare a mării. La altitudini de peste 1000 m, nu se mai produc zile de vară.

Zilele tropicale (≥30°C) sunt specifice sezonului cald (din mai până în septembrie). Cele mai multe zile tropicale se înregistrează în Câmpia Română (35-40 zile anual) în celelalte regiuni de câmpie, numărul lor scade la 20-30 zie anual, iar pe litoral, datorită prezenţei brizelor, numărul lor scade 2-3 zile.

4.2.2. Temperatura solului

Suprafaţa solului reprezintă sursa de încălzire a aerului în timpul zilei, aici se produc procesele de transformare a energiei radiante în energie calorică. Valorile anuale ale temperaturii solului sunt repartizate foarte neuniform pe teritoriul ţării; cele mai mari medii anuale ale temperaturii pe suprafaţa solului (>13°C) sunt caracteristice câmpiilor din sudul şi sud-vestul ţării.

Regiunile deluroase şi de podiş beneficiază de temperaturi medii de 10-11°C. Litoralul

BCU ALEXANDRU IOAN CUZA UNIVERSITY LIBRARY

şi Delta Dunării media temperaturii solului este sub 12°C. În depresiunile intracarpatice valorile sunt cuprinse între 7-9°C. În regiunile de la Curbură, valorile cresc la peste 13°C, fiind favorizate de expunerea sudică a versanţilor şi de influenţele föhnale.

În *ianuarie* se înregistrează cele mai coborâte valori, datorită inversiunilor de temperatură. Cele mai ridicate temperaturi medii lunare se întâlnesc în Lunca Dunării şi pe litoral –1-2°C, în Câmpia Banato-Crişană fiind –2-3°C, iar în Câmpia Română sunt mai mici de -3°C. În restul regiunilor deluroase şi de podiş acestea sunt mai mici de -4°C, în depresiunile intracarpatice coboară până la -9°C.

În luna *iulie* temperaturile ating valorile medii cele mai mari, iar din august încep să scadă. Mediile din luna iulie sunt repartizate astfel: 29°C în sud-vestul Câmpiei Române, 26-28°C în restul Câmpiei Române, 26-27°C în Câmpia Banato-Crişană, 24-25°C în regiunile deluroase şi 19-22°C în zonele depresionare. De remarcat este faptul că temperatura maximă absolută la suprafaţa solului, a fost de 74,7°C şi s-a înregistrat odată cu temperatura maximă absolută a aerului, la localitatea Ion Sion (10 august 1951). În asemenea situaţii au loc repercusiuni destul de grave, mai ales asupra vegetaţiei cultivate.

4.2.3. Îngheţul şi bruma

Îngheţul şi bruma sunt fenomene meteorologice strâns legate de temperatura aerului şi a solului. Atât îngheţul cât şi bruma presupun coborârea temperaturii aerului şi a suprafeţei solului sub 0°C şi condiţii locale care să avantajeze producerea lor. Producerea brumei presupune întotdeauna prezenţa îngheţului, în timp ce producerea îngheţului nu presupune întotdeauna brumă (Bogdan, Niculescu). Cele mai favorabile condiţii de producere a brumei sunt cele anticiclonale (calm atmosferic, insolaţie mare ziua, radiaţie efectivă mare noaptea care determină coborârea temperaturii sub punctul de îngheţ. Topor (1958) a stabilit pentru România 10 procese sinoptice care produc îngheţuri şi brume, primăvara şi toamna, majoritatea fiind răciri advectiv-radiative (fig.4.10) din care importante sunt 5:

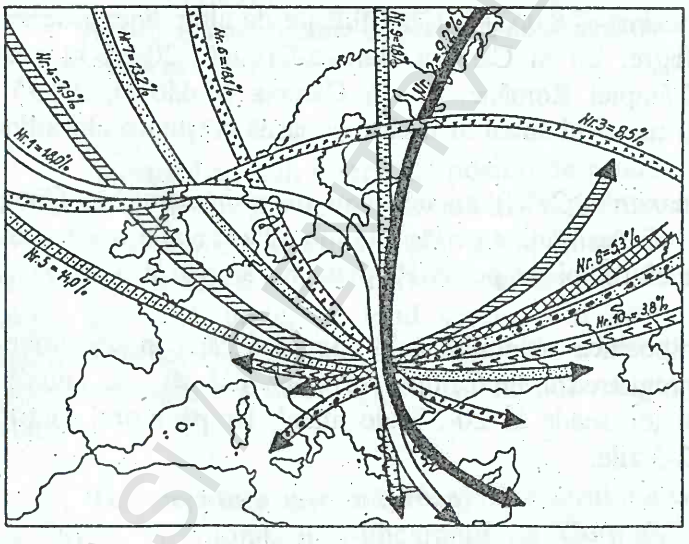


Fig.4.10. Traiectoriile urmate de masele de aer care produc îngheţuri şi brume pe teritoriul României (Topor, 1958).

- advecţiile de aer rece de la vest spre est;
- advecţiile de aer rece dinspre nord-vest, acestea fiind cele mai periculoase fiindcă afectează toată ţara;
- advecţiile determinate de anticiclonii cantonaţi în partea vestică şi centrală a Europei;
- advecţiile generate de anticiclonii situaţi în Peninsula Scandinavică;
- advecţiile produse de anticilonii din Câmpia Rusă.

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

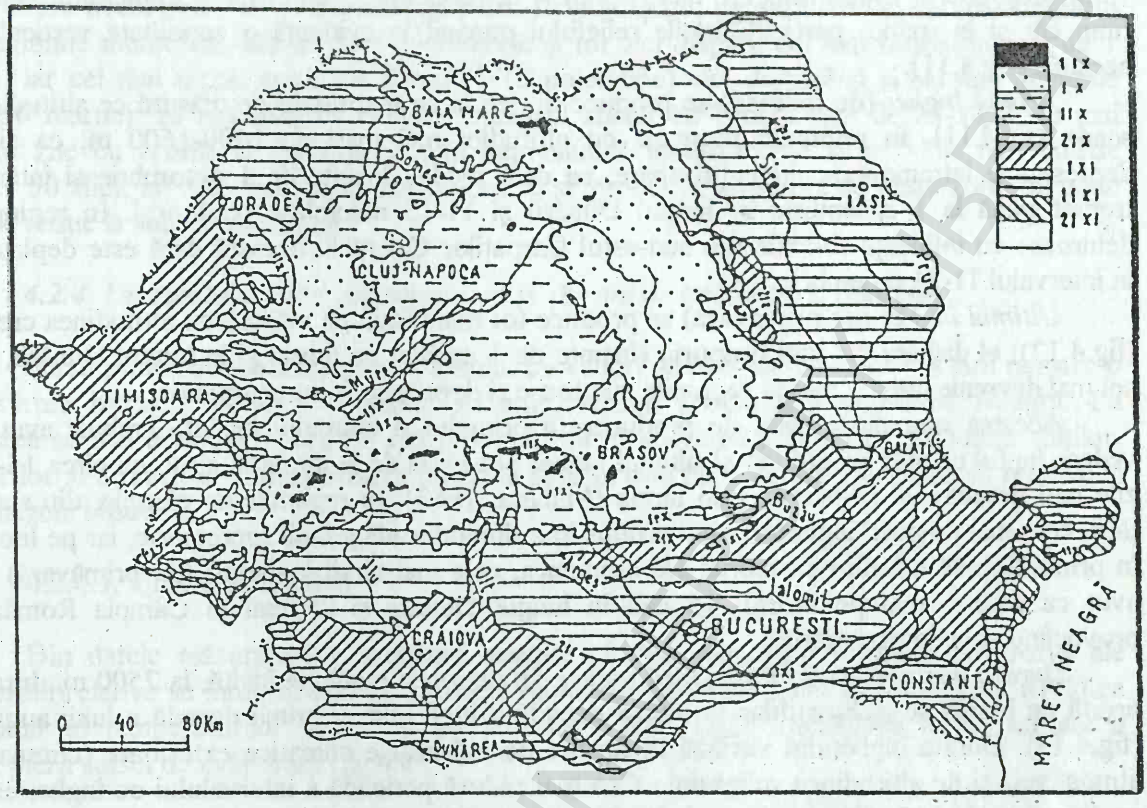


Fig. 4.11. Data medie de producere a primului îngheț de toamnă (Atlasul României, 1974).

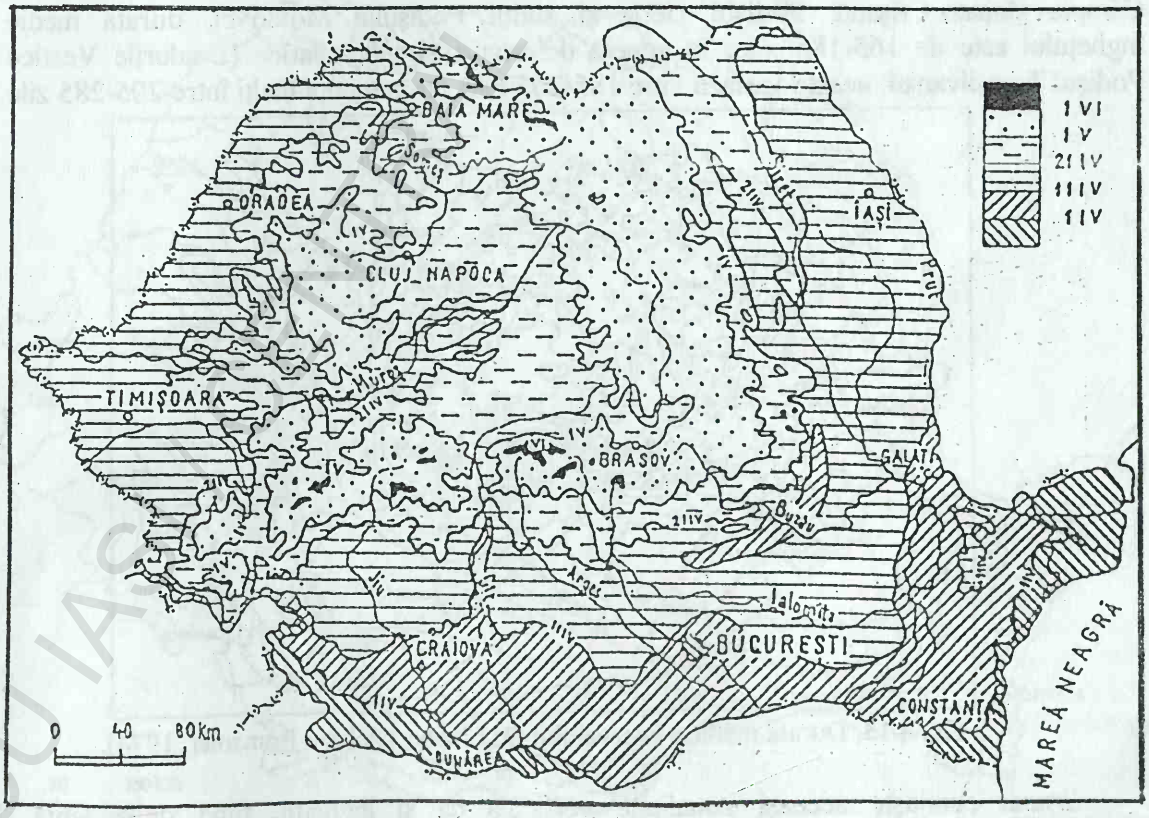


Fig. 4.12. Data medie de producere a ultimului îngheț de primăvară (Atlasul României, 1974).

În raport cu direcția și advecția aerului rece polar și arctic se evidențiază clar rolul de baraj orografic al Carpaților. De aici rezultă și o distribuție neuniformă a înghețului, atât în timp cât și în spațiu, particularitățile reliefului punând în evidență o zonalitate verticală a acestuia (fig.4.11).

Primul îngheț (de toamnă) se produce din ce în ce mai târziu pe măsură ce altitudinea scade (fig.4.11). în regiunile montane cu altitudini mai mari de 1400-1600 m, ca și în depresiunile intramontane înghețul apare, ca dată medie, înainte de 1 octombrie și întârzie treptat până la 1 noiembrie în lungul Dunării și 11-12 noiembrie pe litoral. În regiunile deluroase cu influențe föhnale din sud-estul Carpaților Orientali, această dată este deplasată în intervalul 11-21 noiembrie.

Ultimul îngheț (de primăvară) se produce tot mai târziu pe măsură de altitudinea crește (fig.4.12); el dispare cel mai timpuriu (înainte de 1 aprilie) pe litoral și în lungul Dunării, iar cel mai devreme după 1 mai în regiunile muntoase și depresiunile intracarpatice.

Acestea sunt date medii de producere a primului și ultimului îngheț. Trebuie avut în vedere faptul că atât primul cât și ultimul îngheț pot varia de la un an la altul, cu circa 15-20 zile mai devreme și respectiv, mai târziu (Măhăra, 1983). În regiunile de câmpie, din sudul țării, cele mai timpurii înghețuri s-au produs în a doua decadă a lunii septembrie, iar pe litoral în prima decadă a lunii octombrie. De asemenea, cele mai târzii înghețuri (de primăvară) au avut ca date 1 mai pe litoral, 15 mai în lungul Dunării și 25 mai în Câmpia Română, provocând pagube agriculturii.

Durata medie a intervalului fără îngheț. În regiunea montană înaltă, la 2500 m, durata lipsită de îngheț se reduce doar la ultima decadă a lunii iulie și prima decadă a lunii august (fig.4.13). Durata înghețului variază în funcție de influențele climatice exterioare (circulația atmosferei) și de altitudinea reliefului. Cea mai redusă perioadă a intervalului cu îngheț este pe litoral (sub 145 zile, iar la sud de Constanța chiar sub 135 zile). Pe măsura creșterii altitudinii durata intervalului cu îngheț crește. Astfel, în Câmpia Română la est de Olt, Câmpia Banato-Crișană, Podișul Getic și sudul Podișului Moldovei, durata medie a înghețului este de 165-185 zile; în zonele deluroase și subcarpatice (Dealurile Vestice și Podișul Transilvaniei) acesta variază între 185-205 zile, iar în munții înalți între 205-285 zile.

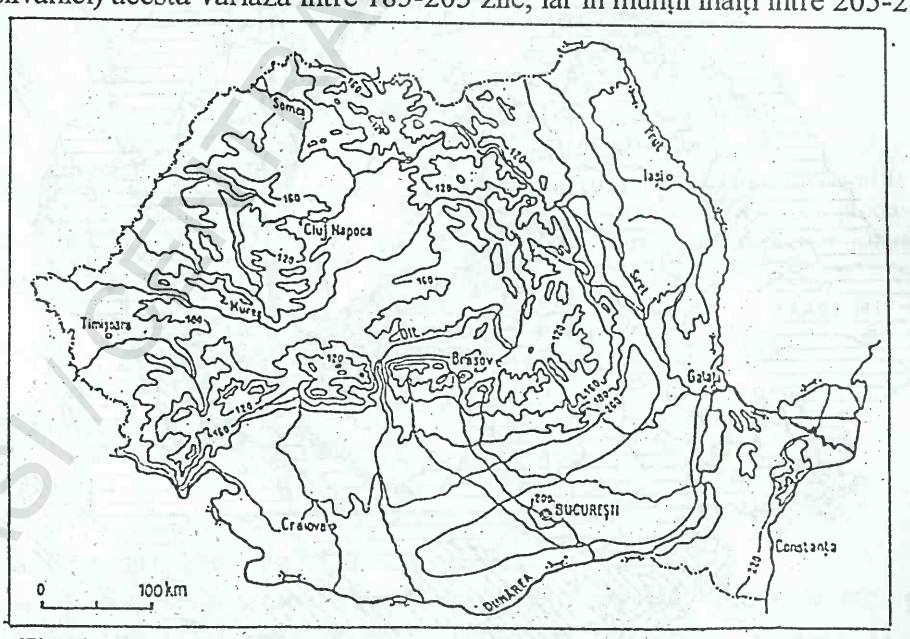


Fig. 4.13. Durata medie a intervalului fără îngheț (Atlasul României, 1974).

Bruma cunoaște aceeași zonalitate verticală ca și înghețul, fiind dependentă de altitudine și anumite particularități locale ale suprafeței active. Primele brume de toamnă și

ultimele de primăvară se produc, ca dată medie, cu circa 10-15 zile mai devreme şi, respectiv, mai târziu decât primele şi ultimele îngheţuri. Bruma apare, ca dată medie, cel mai timpuriu în regiunile muntoase, înainte de 1 septembrie şi tot aici dispare cel mai târziu (înainte de 1 mai), iar cel mai târziu apare pe litoral (1-10 noiembrie) aici dispărând şi cel mai devreme (10-20 martie). În regiunile de câmpie, numărul zilelor cu brumă este de 25-30. Cele mai multe zile cu brumă se înregistrează în depresiunile intramontane şi pe văile mai umede (circa 50 zile), iar cele mai puţine zile cu brumă se produc la altitudini de peste 2000 m, unde ele se reduc la sub 10 zile anual.

4.2.4. Umezeala aerului, nebulozitatea şi durata de strălucire a Soarelui

Sursa principală de alimentare a aerului cu vapori de apă, de pe teritoriul ţării noastre o constituie bazinele acvatice: Oceanul Atlantic, Marea Mediterană şi Marea Neagră. La acestea se mai adaugă vaporii de apă proveniţi din evaporarea apei de pe suprafaţa bălţilor, lacurilor şi a râurilor. Caracterizarea umezelii aerului este dată de valorile umezelii relative şi a umezelii absolute.

4.2.4.1. Umezeala relativă

Din datele măsurătorilor existente, rezultă că cele mai mari valori medii anuale ale umezelii relative se înregistrează pe vârfurile muntoase cele mai înalte (Vârful Omu 87%) ca rezultat al temperaturilor reduse şi pe litoralul Mării Negre (Mangalia 85%) urmare a apropierii sursei de evaporare (fig.4.14).

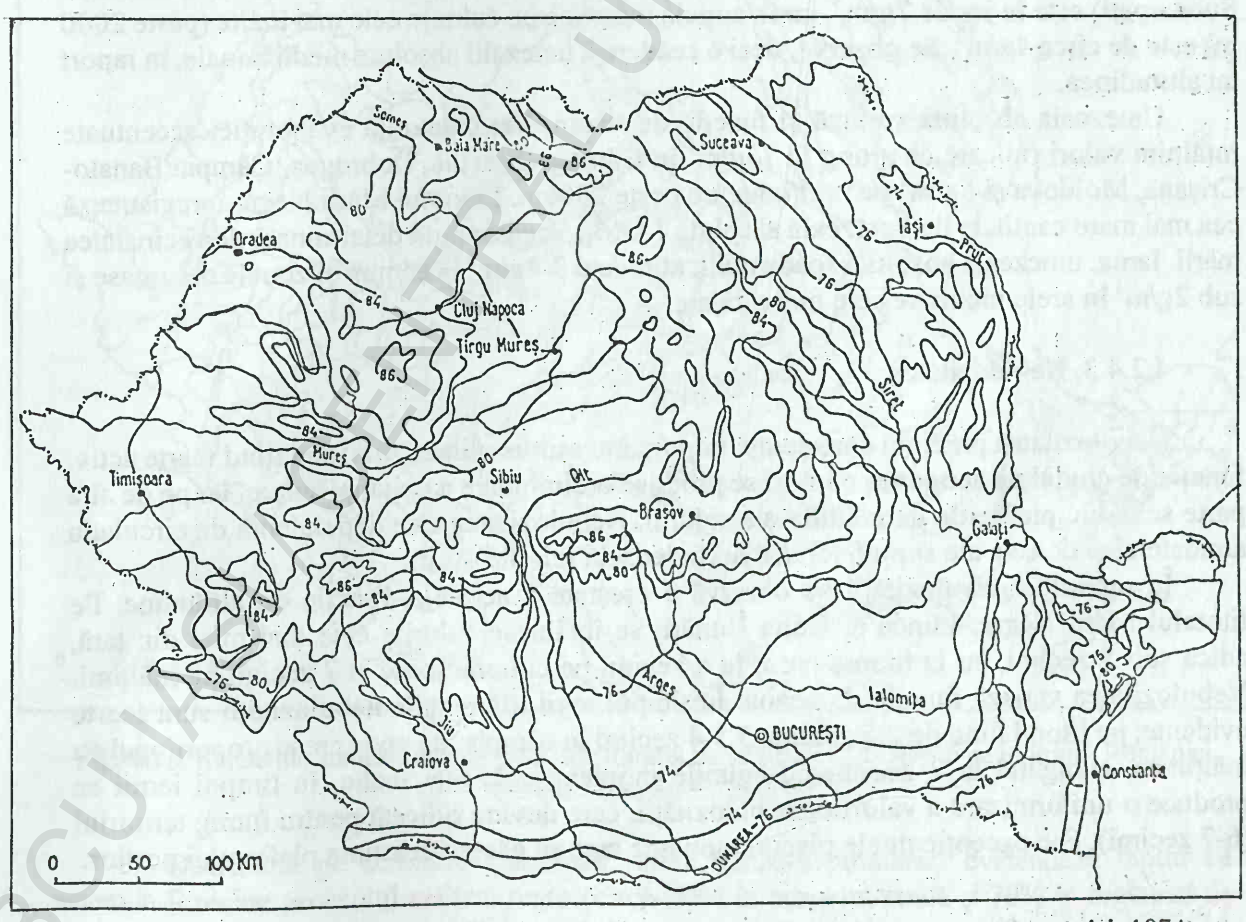


Fig. 4.14. Distribuţia medie anuală a umezelii relative (%) a aerului (Atlasul României, 1974).

Cele mai scăzute valori sunt în regiunile de câmpie din sud-estul țării (Câmpia Română 65%), în Podişul Dobrogei şi Subcarpații de Curbură (ca urmare a föhnizării aerului). În distribuția anuală a umezelii relative a aerului se evidențiază două maxime şi două minime. Valoarea maximă principală se constată în luna decembrie în regiunile de câmpie şi deluroase (86-90%) urmare a frecvenței mai mari a aerului mediteranean, iar pe înălțimile carpatice cele mai mari, umezeala maximă se produce fie în februarie, fie în mai-iulie (92%) când se dezvoltă nori cumuliformi. Valoarea minimă principală se constată în regiunile de câmpie şi pe litoral, în iulie-august (65-69%), iar în Depresiunea Transilvaniei în luna aprilie (70-71%). În regiunile montane înalte, aceasta se produce în octombrie (Vf. Omu, 80%).

În privința distribuției diurne a umezelii relative, se realizează un maxim de noapte pe întreg teritoriul țării şi un minim de zi. Maximul de noapte prezintă o repartizare uniformă, cu valori peste 86%, în schimb, minimul diurn prezintă diferențieri teritoriale (86% pe vârfurile muntoase, sub 60% în Câmpia Română). În *timpul iernii*, valorile nocturne ale umezelii relative depăşesc 90% în Câmpia Română, fiind mai ridicate decât pe litoral şi în regiunea muntoasă. *Vara*, în timpul maximului nocturn din regiunea de câmpie, umezeala relativă este de 78-80%, iar în cele de munte, de 90%. Valorile minimului diurn sunt mai diferențiate teritorial: 45-47% în Câmpia Română, 90-92% pe înălțimile montane, 75% pe litoral.

4.2.4.2. Umezeala absolută

Exprimă cantitatea de apă existentă la un moment dat într-un metru cub de aer la o anumită temperatură. Înregistrează aceleaşi oscilații regionale ca şi umezeala relativă. Cea mai mare valoare a umezelii absolute se întâlneşte pe litoral, unde ajunge până la 9g/m^3. În Câmpia Română 6,5-8g/m^3 în arealele deluroase (Podişul Moldovei, Transilvania, Subcarpați) este în jur de 7g/m^3, iar în zonele montane pe culmile cele mai înalte (peste 2000 m) este de circa 4g/m^3. Se observă, deci o scădere a umezelii absolute medii anuale, în raport cu altitudinea.

Umezeala absolută variază şi funcție de sezon. Vara, datorită evaporației accentuate întâlnim valori ridicate ce ajung la 13g/m^3 în Câmpia Română, Dobrogea, Câmpia Banato-Crişană, Moldova şi 6g/m^3 pe înălțimile de peste 2000m. Litoralul Mării Negre înregistrează cea mai mare cantitate de umezeală absolută 14-16g, aceasta fiind determinată de vecinătatea mării. Iarna, umezeala absolută scade mult, atingând 3-4g/m^3 în câmpii şi zonele deluroase şi sub 2g/m^3 în arele montane cele mai ridicate.

4.2.4.3. Nebulozitatea

Nebulozitatea prezintă consecințe importante asupra climei, rolul său fiind foarte activ, funcție de gradul de acoperire cu nori se produce o diminuare a radiației solare, iar pe de altă parte se reduc pierderile de căldură ale solului. Nebulozitatea este dependentă de circulația atmosferei şi de cele ale suprafeței active (îndeosebi relieful).

În repartiția nebulozității se observă o creştere a acesteia, funcție de altitudine. Pe litoralul Mării Negre, Lunca şi Delta Dunării se întâlnesc valorile cele mai mici din țară, adică sub 5 zecimi, iar la munte cresc la 6 zecimi pe culmile joase şi 7 zecimi pe înălțimi. Nebulozitatea variază funcție de sezon. În timpul verii diferențele nebulozității sunt foarte evidente, pe litoral fiind de 2,5 zecimi, 3,5-4 zecimi în câmpie, de unde cresc proporțional cu înălțimea, ajungând la 7 zecimi pe culmile montane cele mai înalte. În timpul iernii se produce o uniformizare a valorilor nebulozității, care devine ridicată pentru întreg teritoriul (6-7 zecimi). Fac excepție unele piscuri montane care se găsesc deasupra plafonului norilor.

BCU IAŞI CENTRU UNIVERSITAR LIBRARY

Un indicator al frecvenței nebulozității îl constituie numărul zilelor senine, care este cel mai ridicat în Deltă (150), apoi pe litoral (135-150) și în câmpii (110-130 zile). În arealul deluros și montan, numărul zilelor senine scade la 100-120 zile, iar în munți la 80-90 zile.

4.2.4.2. Durata de strălucire a Soarelui

Durata de strălucire a Soarelui se află în corelație strânsă cu regimul și distribuția nebulozității. Din analizele hărții cu repartiția sumelor anuale medii ale duratei de strălucire a Soarelui pe teritoriul României (fig.4.15) rezultă că cele mai mari valori se înregistrează pe litoralul Mării Negre și în Delta Dunării, unde depășesc 2400 ore, iar în perimetrul localității Sf. Gheorghe se ating 2500 ore. În Câmpia Română durata medie anuală de însorire înregistrează 2200 de ore iar în Câmpia Banato-Crișană 2050-2250 ore. Durata de strălucire a Soarelui se reduce pe măsură ce crește altitudinea reliefului, fiind în jur de 2100 ore în Podișul Getic și 1600 ore pe Vârful Omu. În regiunile situate la adăpost aerodinamic (Buzău – Râmnicu Sărat) durata strălucirii Soarelui depășește 2200 de ore anual, urmare a proceselor de destrămare a nebulozității. O durată mare de strălucire a Soarelui se realizează și în arealele situate laadăpostul culmilor muntoase (depresiunile Făgăraș și Brașov), sud-vestul Depresiunii Transilvaniei unde se ating până la 2100 ore.

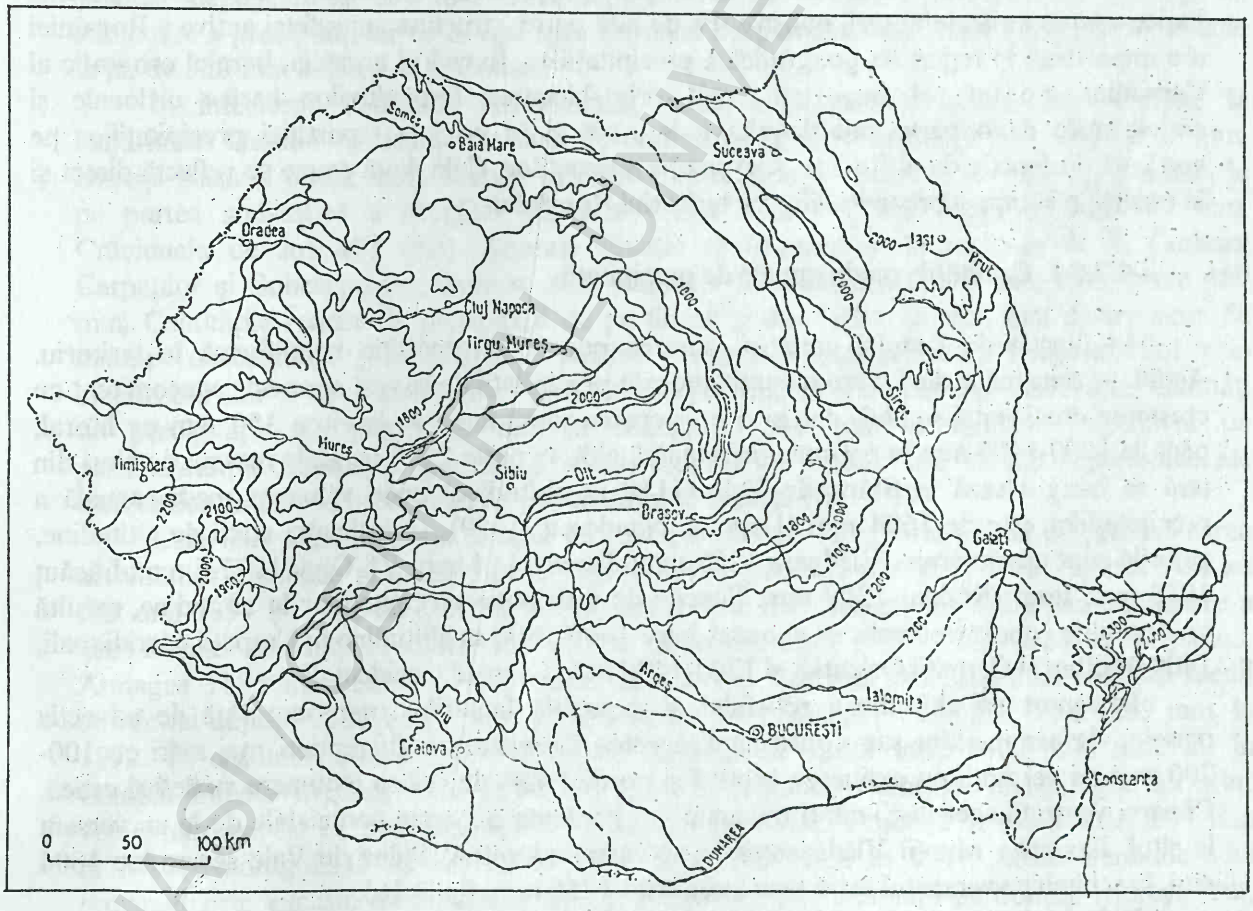


Fig. 4.15. Repartiția sumelor anuale medii ale duratei de strălucire a Soarelui pe teritoriul României (Atlasul României, 1974)

Distribuția pe semestre (*semestrul cald* aprilie-septembrie) evidențiază faptul că acestuia îi revine procentul cel mai mare (circa 60% în zona montană și 70% în regiunea de dealuri și câmpii) din durata anuală de strălucire a Soarelui.

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Cel mai mare număr de ore din perioada de vegetație (peste 1700 ore) se înregistrează pe litoal. Regiunile de câmpie se încadrează în arealul cuprins între 1400-1550 de ore în Câmpia Banato-Crișană și 1500-1600 ore în Câmpia Română. Cu valori destul de mari se înscriu dealurile și podișurile (peste 1400 de ore), iar în zonele montane valorile scad sub 1300 ore, în raport cu altitudinea, ajungând la circa 900 ore la Vârful Omu.

În semestrul rece (octombrie-martie) valorile duratei de strălucire a Soarelui se repartizează mai uniform, cea mai mare parte a teritoriului fiind caracterizată de o durată de strălucire a Soarelui ce variază între 600-650 de ore. Fac excepție Câmpia Banatului, estul Dobrogei, precum și regiunile piemontane situate la adăpostul masivelor muntoase, care beneficiază de peste 650 ore de însorire. Cea mai redusă durată de strălucire a Soarelui, în acest sezon, se înregistrează în nordul Moldovei (sub 550 ore). Culmile montane care se situează deasupra plafonului de nori, beneficiază de un grad de însorire mai mare. Astfel, pe versantul sudic al Carpaților Meridionali, la altitudini cuprinse între 1100-1500 m, durata de strălucire a Soarelui însumează între 700-750 de ore. În schimb, în văile și depresiunile intramontane durata de insolație se reduce la sub 600 ore.

4.2.5. Precipitațiile atmosferice

Distribuția și repartiția cantităților de precipitații este o rezultantă a celor patru sisteme barice asupra teritoriului țării noastre. Pe de altă parte, structura suprafeței active a României are importanță în repartiția geografică a precipitațiilor. În cadrul acesteia, barajul orografic al Carpaților are un rol important, atât prin blocarea formațiunilor barice ciclonale și anticiclonale de o parte sau de alta a lor, cât și în privința repartiției precipitațiilor pe verticală, în funcție de altitudine și expoziția versanților. Cele două cauze se reflectă direct și în repartiția în timp a precipitațiilor pe teritoriul României.

4.2.5.1. Cantitățile medii anuale de precipitații

În funcție de factorii genetici, acestea cunosc o repartiție neuniformă în teritoriu. Astfel, se remarcă o diminuare a cantităților de precipitații de la vest spre est, concomitent cu creșterea continentalismului, dar și o creștere cu altitudinea de la circa 350 mm pe litoral, până la 1200-1400 mm în regiunea montană înaltă, la peste 2200 m. Cele mai mari valori din țară se înregistrează la Stâna de Vale (1110 m altitudine) unde valoarea medie anuală a precipitațiilor este de 1604 mm (Bogdan, Niculescu, 1999). La celelalte stații de altitudine, valorile sunt următoarele: Vlădeasa 1225 mm; Țarcu 1144 mm; Vf. Omu 1277,6 mm; Lăcăuț 1018 mm; Iezer (Rodna) 1309 mm. Funcție de distribuția precipitațiilor în altitudine, rezultă un optim de condensare care se situează între 1600-1800 m altitudine în Carpații Meridionali, 1400-1600 m în Carpații Orientali și 1200-1400 m în Carpații Occidentali.

În raport cu altitudinea reliefului și expoziția lanțurilor muntoase față de advecția maselor de aer maritim sau continental, acestea înregistrează diferențieri mai mari cu 100-200 mm pe versanții cu expunere vestică și nordică față de cei cu expunere sudică și estică. Chiar și versanții aceleiași unități montane pot prezenta diferențe apreciabile de la un versant la altul. Exemplu, Munții Vlădeasa unde pe versantul vestic (Stâna de Vale se produc 1604 mm, în schimb pe versantul estic s-au înregistrat 1366 mm, fig. 4.16).

Diferențele se mențin și în celelalte unități de relief. Astfel, în timp ce în Câmpia și Dealurile Banato-Crișene cantitățile de precipitații depășesc 600 mm (Satu Mare 625 mm, Oradea 611,0 mm, Timișoara 613,2 mm, Dumbrăvița de Codru 823 mm), în Câmpia Română și Dobrogea, precipitațiile se reduc de la vest spre est de la circa 550 mm la circa 350 mm (Calafat 559,3 mm, Craiova 530,9 mm, Urziceni 505,5 mm, Feteşti 463,8 mm, Gura Portiței (pe litoral) 327,2 mm.

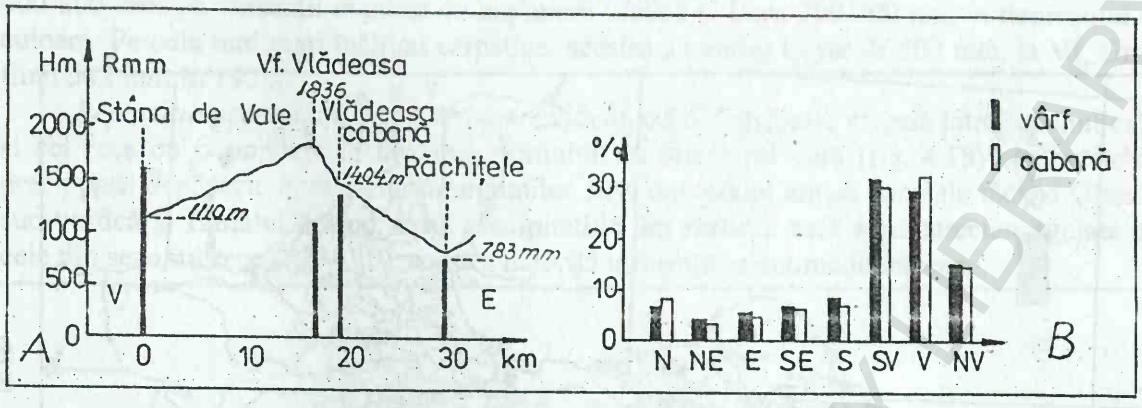


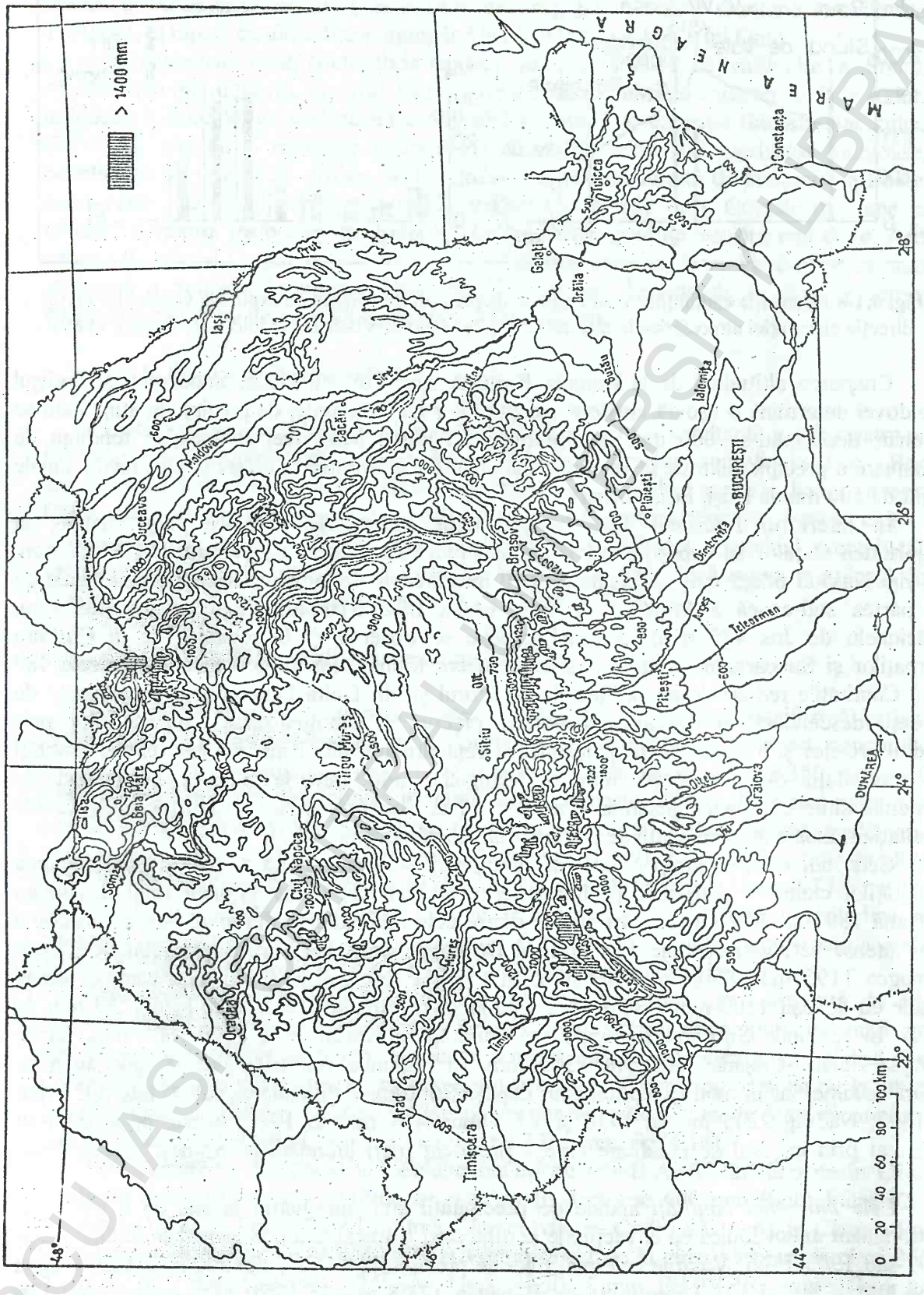
Fig. 4.16. Repartiția cantităților medii anuale de precipitații funcție de expoziția versanților (A) și direcția circulației atmosferice în altitudine (B) în Masivul Vlădeasa (Moldovan, Bretan, 1989)

Creșterea altitudinii de la Câmpia Română spre Podișul Getic, Subcarpați și Podișul Moldovei determină o ușoară creștere a cantităților medii anuale, de precipitații atingându-se și chiar depășindu-se 600 mm precipitații. În Podișul Moldovei se menține tendința de diminuare a precipitațiilor de la vest spre est chiar dacă altitudinea crește (valori medii anuale în jur de 500 mm la Huși, Iași, Cotnari.

În interiorul Podișului Transilvaniei, unde influențele oceanice sunt vizibile, la majoritatea stațiilor se depășesc valori de 600 mm (Tg. Mureș 603,9 mm, Dej 636,7 mm, Bistrița Năsăud 686,2 mm). Rămân sub 600 mm aredele adăpostite, cu influențe föhnale de pe partea sud-estică a Munților Apuseni (Alba Iulia 510mm; Vințu de Jos 489 mm, Crăciunelu de Jos 475 mm). Aceeași situație se observă și în regiunea de la Curbura Carpaților și Subcarpaților, unde se simt influențe föhnale(Istrita 470 mm, Pietroasele 489 mm). Cantitățile reduse de precipitații de pe litoral și din Delta Dunării sunt determinate de curenții descendenți și destrămarea norilor precum și omogenizarea temperaturilor prin efectul brizelor și lipsa convecțiilor termice. Drept urmare, aici sunt cele mai reduse cantități de precipitații din țată (385 mm la Mangalia, 348 mm la Sulina). Dependent de particularitățile circulației generale a atmosferei au loc numeroase variații neperiodice ale cantităților anuale de precipitații de pe teritoriul României (fig. 4.17).

Cele mai mari cantități anuale de precipitații s-au înregistrat în anii cu predominarea activităților ciclonice și frontale pe întreg teritoriul țării sau numai în unele regiuni. Așa au fost anii 1897 și 1912 cu cantități anuale dintre cele mai ridicate din toată țara ca urmare a unei intense activități ciclonice. În Podișul Dobrogei, anul 1922 a fost deosebit de ploios: Atmagea 1195 mm; Sarichioi 1009 mm. În Câmpia Română cele mai mari cantități medii anuale au depășit 1100 mm – Titu 1141 mm în 1941; Spanțov 1222 mm; Iazu 1269 mm, în 1972. În regiunile Subcarpatice astfel de cantități au variat între 1300-1600 mm, iar în Câmpia Banato-Crișană, între 900-1300 mm. În regiunile montane, precipitațiile au atins valori maxime, iar în mod excepțional au depășit 2000 mm: Poienile de sub Munte 2074 mm în 1897; Nădrag 2245 mm în 1936 și Vf. Omu 2401 mm în 1941. Aceste perioade s-au remarcat prin excesul de umiditate care a provocat mari inundații pe Someș, Mureș, Prut, Siret.

Cele mai mici cantități anuale de precipitații s-au înregistrat în anii cu o circulație predominant anticiclonică cu advecții ale aerului cald tropical sau continental ca în anii 1896-1907 sau 1945-1946. Valorile cele mai mici de precipitații au fost sub 200 mm în Dobrogea și pe litoral: Sulina 132,7 mm în 1920; Babadag 178,8 mm în 1951; M. Kogălniceanu 176 mm în 1924; Mangalia 164,3 mm în 1896.


> 1400 mm
MARE A NEAGRĂ
Constanța
Galați
Brăila
Iași
Suceava
Bacău
Piatra Neamț
Ploiești
BUCUREȘTI
Ialomița
Buzău
Brașov
Sibiu
Târgu Mureș
Cluj-Napoca
Oradea
Arad
Timișoara
Pitești
Craiova
Dunărea
Olt
Argeș
Dâmbovița
Ialomița
Timiș
Bega
Mureș
Someș
Bistrița
Siret
Prut
Moldova
Bahlui
Ozana
Bârlad
Trotuș
Putna
Milcov
Ilfov
Teleorman
Jiu
Motru
Gilort
Lotru
Cibin
Hârtibaciu
Olt
Bârsa
Ghimbav
Prahova
Ialomița
Buzău
Siret
Bistrița
Moldova
Suceava
Ozana
Bahlui
Bârlad
Trotuș
Putna
Milcov
Siret
Prut
Dunărea
Ialomița
Argeș
Dâmbovița
Ilfov
Teleorman
Olt
Jiu
Motru
Gilort
Lotru
Cibin
Hârtibaciu
Bârsa
Ghimbav
Prahova
Timiș
Bega
Mureș
Someș
Bistrița
Siret
Prut
Moldova
Bahlui
Ozana

În regiunile de dealuri şi podiş au variat între 150-400 mm, mai ales în Bărăgan, între 600-800 mm pe versanţii muntoşi cu expunere vestică şi între 300-400 mm în depresiuni şi culoare. Pe cele mai mari înălţimi carpatice, acestea au variat în jur de 500 mm, la Vf. Omu fiind 542 mm în 1936.

Repartiţia precipitaţiilor pe sezoane evidenţiază o distribuţie inegală între sezonul cald şi cel rece cu o pondere în favoarea primului. În semestrul cald (fig. 4.18) cantitatea de precipitaţii depăşeşte în majoritatea regiunilor 50% din totalul anual, excepţie făcând Oltenia sud-vestică şi Banatul de sud, unde precipitaţiile din sezonul cald sunt oarecum egalate de cele din sezonul rece (fig. 4.19), acestea datorită influenţelor submediteraneene.

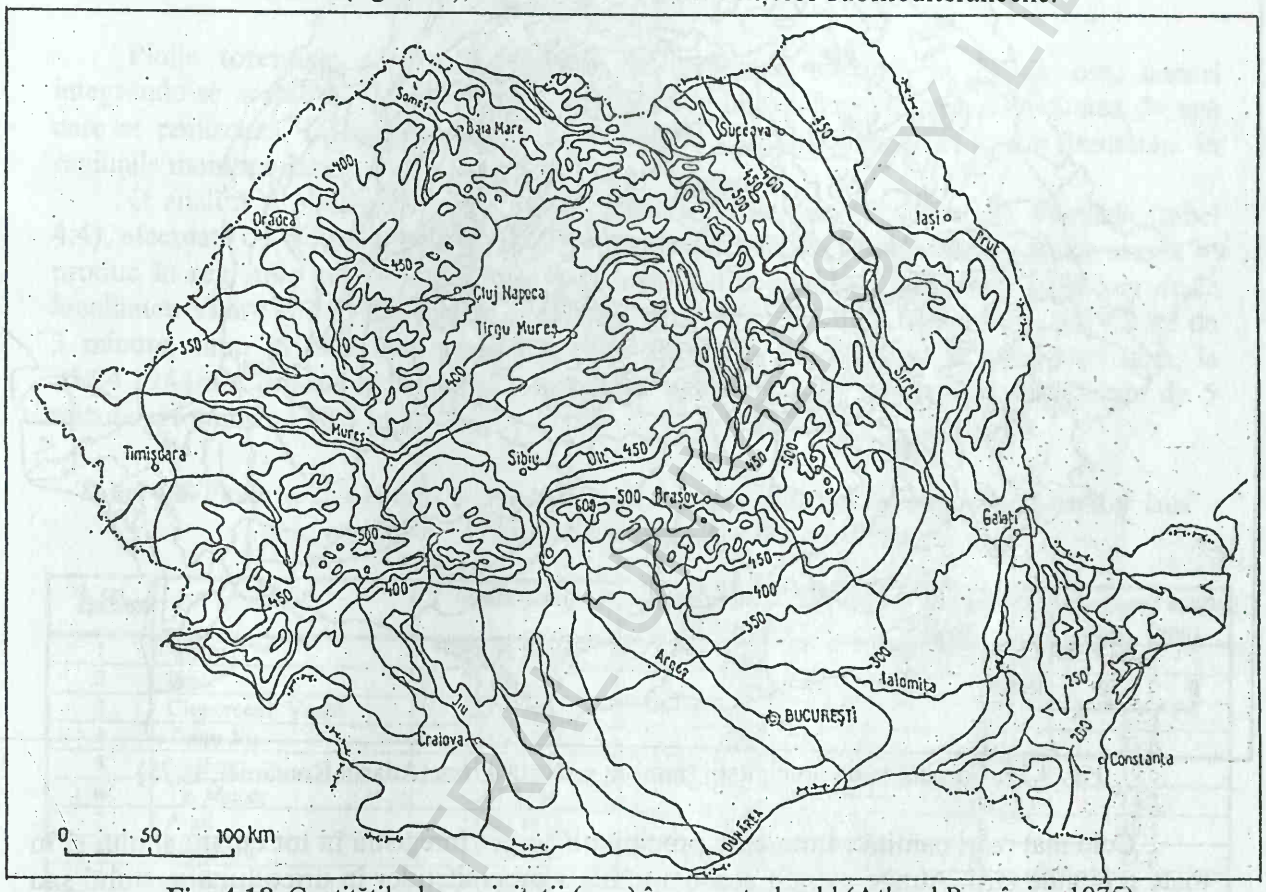


Fig. 4.18. Cantităţile de precipitaţii (mm) în semestrul cald (Atlasul României, 1975)

Maximul pluviometric anual se realizează în lunile mai-iunie, în toate regiunile ţării, fiind generat de ciclonii oceanici, iar în anumite regiuni apare un altul, secundar, generat de ciclonii mediteraneeni dar şi oceanici, spre sfârşitul toamnei – începutul iernii, noiembrie-decembrie (Câmpia de sud-vest a Olteniei, Câmpia şi Dealurile Banato-Crişene).

Minimul pluviometric principal se înregistrează în lunile februarie-martie, iar cel de al doilea minim în august-septembrie. Minimul pluviometric din februarie-martie se datorează frecvenţei mari a aerului continental din lunile de iarnă. În regiunile montane, la peste 1500 m altitudine, luna cea mai secetoasă este octombrie, când predomină tipul anticiclonic.

Cele mai mari cantităţi lunare de precipitaţii numite şi precipitaţii excepţionale se produc cel mai frecvent vara şi se înregistrează cantităţi mari de apă (200-300 mm şi peste 500 mm). Ele au provenit din averse puternice de natură frontală sau convectivă. De obicei, cele mai mari cantităţi medii lunare, cu valoare maximă de peste 300 mm lunar s-au produs vara. Uneori, aceste cantităţi crescute s-au produs în mai multe luni consecutiv. Exemplu, localitatea Iazu din Bărăgan, unde în 1972 s-au înregistrat 284 mm în august, 233,1 mm în septembrie şi 281,8 mm în octombrie, producând un exces de umezeală în zonă (P. Cristescu

şi colab., 1979). Există şi situaţii în care asemenea cantităţi de precipitaţii au depăşit chiar 500 mm: Nădrag 660 mm (mai 1938) în M. Poiana Ruscă, Balta 507,6 mm şi Gruia 581,7 mm la ambele în iunie 1940; Lehliu 576,4 mm (iunie 1897) în Bărăgan, Atmagea 523,4 mm în oct. 1922 (în Pod. Dobrogei) ş. a. În sezonul rece astfel de cazuri sunt mai rare şi nu s-au depăşit 200 mm precipitaţii.

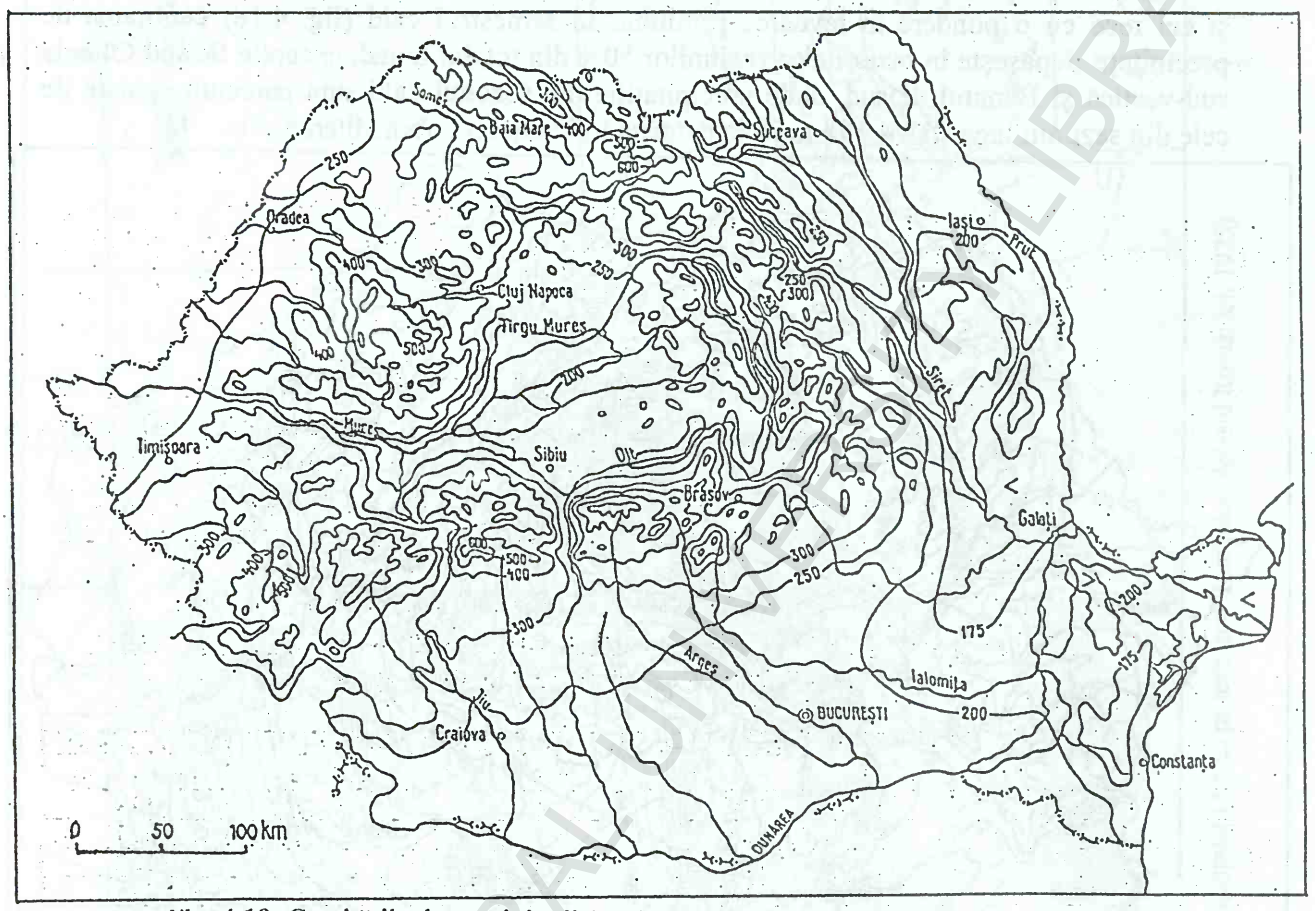


Fig. 4.19. Cantităţile de precipitaţii (mm) în semestrul rece (Atlasul României, 1975)

Cele mai mari cantităţi lunare de precipitaţii se pot înregistra în tot cursul anului şi în toate regiunile ţării. Atrage atenţia absenţa totală a precipitaţiilor în orice lună a anului sau mai multe luni consecutiv în regiunile de câmpie (Bărăgan, Podişul Dobrogei, Delta Dunării, litoral). În aceste regiuni au o frecvenţă mai mare şi lunile deficitare pluviometric. În Bărăgan, între 3-6 luni consecutive, cu recorduri până la 20 luni în anii 1945-1946 (exemplu Viziru 11 luni, din noiembrie 1945 – septembrie 1946; Lehliu 12 luni, din mai 1945 până în aprilie 1946; Iazu 19 luni, din mai 1945 până în decembrie 1946).

4.2.5.2. Cantităţile maxime de precipitaţii în 24 de ore.

Există situaţii în care cantităţile de precipitaţii produse în 24 de ore depăşesc cantitatea medie lunară sau chiar cantitatea anuală (cazul câmpiilor). Cea mai mare cantitate de precipitaţii în 24 de ore, care s-a înregistrat pe teritoriul României, a fost cea de la C.A. Rosetti, din Delta Dunării de 530,6 mm (29 august 1924). La aceeaşi dată, la Sulina, s-au înregistrat 219,2 mm. De altfel, Dobrogea se impune prin astfel de ploi. Urmează ca valoare, localitatea Ciupercenii Vechi cu 348,9 mm (26 iunie 1925) în Oltenia şi ploaia de la Fundata (Culoarul Bran Rucăr) cu 306 mm la 19 iunie 1924. În celelalte regiuni din ţară, valorile ploilor care s-au înregistrat nu au depăşit 300 mm.

Distribuţia acestor ploi, în timp şi spaţiu, evidenţiază faptul că vara se produc 71,2% din valorile anuale, toamna se realizează 14,4% îndeosebi în septembrie sau chiar în octombrie, cu precădere în jumătatea estică şi sud-estică a ţării. Primăvara se produc 12,4%, îndeosebi în luna mai, cu frecvenţa cea mai mare în jumătatea vestică a ţării, iar iarna numai 2% fiind predominante în sud-vestul ţării. Cauzele care determină astfel de ploi se datorează fie convecţiei locale puternice, trecerii unui front rece, fie ascensiunii forţate a unei mase de aer umed pe versanţii muntoşi.

4.2.5.3. Ploile torenţiale

Ploile torenţiale sunt strâns legate de cantităţile maxime în 24 de ore, uneori integrându-se acestora. Caracteristicile sunt date de intensitatea, durata şi cantitatea de apă care se realizează. Intensitatea medie scade treptat cu altitudinea până la sub 3mm/min. în regiunile montane înalte.

O analiză a ploilor torenţiale cu intensitatea medie cea mai mare din România (tabel 4.4), efectuată de Bogdan, Niculescu, 1999, evidenţiază faptul că cele mai puternice averse se produc în regiunile cele mai aride din ţară, recordul deţinându-l Bărăganul cu ploaia de la localitatea Viziru (27.05.1939) care a avut o intensitate medie de 6,63 mm/min. şi o durată de 3 minute, timp în care s-au înregistrat 19,9 mm. Tot în Bărăgan, la localitatea Iazu, la 25.04.1944 s-a produs o ploaie cu intensitatea medie de 5,74 mm/min., având durata de 5 minute şi totalizând 28,7 mm.

Tabel 4.4. Ploile torenţiale după criteriul Hellman cu intensitatea medie cea mai mare din România (1933 – 1975) (după Bogdan, Niculescu, 1999)

Nr.crt.	Staţia	Ploaia (data)	Intensitatea medie (mm/min)	Durata (minute	Cantitatea totală de apă (mm)
1	Viziru	27.05.1939	6.63	3	19.9
2	Iazu	25.04.1944	5.74	5	28.7
3	Ciupercenii Vechi	28.06.1945	6.15	2	12.3
4	Târgu Jiu	30.07.1941	5.60	6	33.6
5	Mediaş	11.06.1941	4.90	4	19.6
6	Tg. Mureş	2.07.1954	4.77	3	14.3
7	Arad	11.06.1941	4.34	9	39.1
8	Gurahonţ	14.06.1934	4.60	50	23.0
9	Armăşeşti	29.06.1945	4.08	5	20.4
10	Tg. Ocna	18.07.1939	4.04	5	20.2
11	Zalău	10.07.1938	4.03	15	60.4
12	Fundata*	23.07.1973	3.12	10	31.2

*din perioada 1969-1973, existentă la data respectivă

Un alt sector favorabil producerii unor averse puternice este cel al dunelor de nisip de la Ciuperceni-Calafat. Aici nisipul se încinge puternic, iar frecvenţa aerului tropical instabil este relativ mare în regiune. Pentru localitatea Ciuperceni se remarcă ploaia din 28.06.1945, când intensitatea medie a fost de 6,15 mm/min., durata ploii fiind de 2 minute, iar cantitatea de apă realizată fiind de 12,3 mm. În Câmpia Banato-Crişană, cu influenţe oceanice, asemenea ploi au intensitatea medie mai mică dar durata este mai mare. Cea mai intensă a fost ploaia de la Arad (11.06.1941) care a durat 9 minute producând 39,1 mm apă. Astfel de ploi pot fi determinate şi de barajul orografic. Un exemplu, în acest sens, îl constituie ploaia de la Câmpu Mare (Depresiunea Tg. Jiu) de la 30.07.1941, cu o intensitate medie de 5,60 mm/min., şi cu o durată de 6 minute, timp în care au căzut 33,6 mm apă. Odată cu creşterea altitudinii intensitatea averselor scade, deoarece creşte umezeala aerului.

4.2.5.4. Ninsoarea şi stratul de zăpadă

Poziţia geografică a ţării noastre face ca o cantitate importantă din totalul precipitaţiilor anuale să cadă sub formă de zăpadă, numărul zilelor în care ninge crescând de la câmpie spre munte. Cele mai timpurii ninsori sunt posibile din septembrie în regiunile de câmpie, iar cele mai târzii, în aprilie. În regiunile muntoase, la peste 1500 m, ninsorile apar episodic, chiar vara. Numărul mediu anual de zile cu ninsoare este de 10-12 zile pe litoral, 15-20 de zile în zonele de câmpie, 20-30 zile în cele deluroase şi peste 40 zile în cele muntoase joase, ajungând la mai bine de 100 zile pe cele mai mari înălţimi (101 zile la Vf. Omu şi Vlădeasa, 103 zile la Rarău.

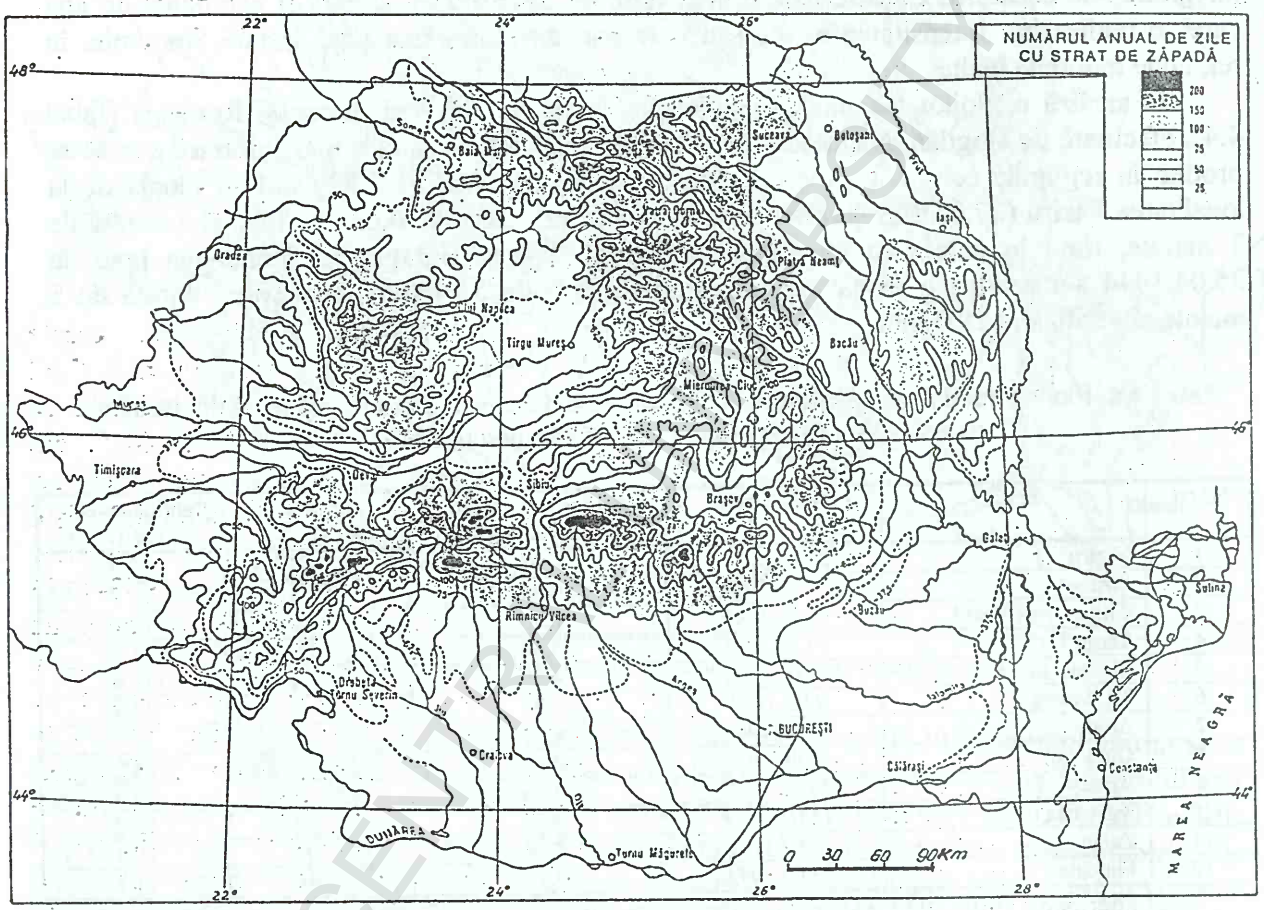


Fig. 4.20. Numărul anual de zile cu strat de zăpadă pe teritoriul României (Atlasul României, 1975)

Stratul de zăpadă apare ca dată medie cu circa două săptămâni mai târziu decât data de producere a primelor ninsori şi dispare cam tot cu atât mai devreme, comparativ cu data medie a ultimelor ninsori. Numărul mediu anual de zile cu strat de zăpadă variază astfel (fig. 4.20): sub 25 de zile pe litoral, circa 50 de zile în Bărăgan şi Câmpia Siretului inferior, 50-70 de zile în celelalte regiuni de câmpie, 65-75 zile în regiunile deluroase, peste 100 zile în cele muntoase şi peste 150 zile pe cele mai mari înălţimi (165 zile la Vlădeasa, 186 zile la Ţarcu, 216 zile la Vf. Omu. Numărul maxim anual de zile cu strat de zăpadă a fost de 2-3 ori mai mare, culminând în iarna 1953-1954 (fig.4.21): 70-100 zile pe Valea Dunării, 80-100 zile în Câmpia Română, 100-115 zile în Subcarpaţi, 200 zile la munte. Este singurul caz în care durata stratului de zăpadă a coincis cu intervalul favorabil producerii lui.

BCU IAŞI / CENTRE FOR ROMANIAN STUDIES LIBRARY

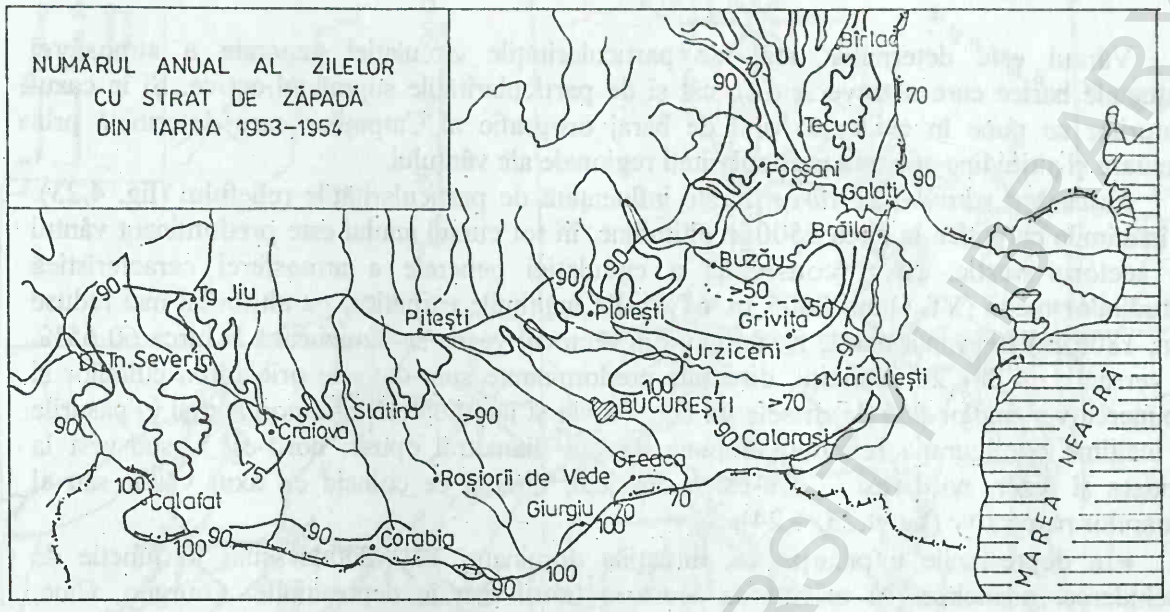
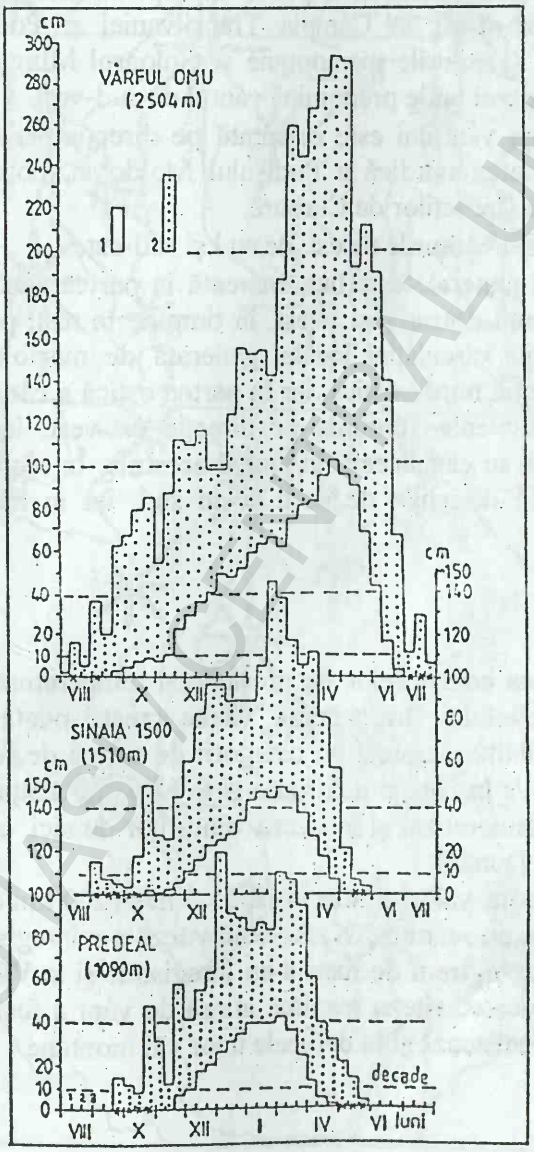


Fig. 4.21 (după Bogdan, Niculescu, 1999)



Grosimea stratului de zăpadă crește odată cu altitudinea, valorile maxime fiind în zona montană (fig. 4.22). Grosimea maximă absolută variază de la 40-50 cm pe litoral, 60-80 cm în zonele deluroase, 120-170 cm în Câmpia Română și Podișul Getic și 250-350 cm la munte. Asemenea valori s-au produs în iarna 1953-1954 când s-a format cel mai gros strat de zăpadă cu troiene de 2-6 m. Ceea ce a caracterizat iarna 1953-1954 din punct de vedere sinoptic a fost dinamica foarte activă a atmosferei, teritoriul Câmpiei Române fiind frontul de luptă dintre masele de aer maritim tropical din sud și cele continentale din nord, care au determinat stări de timp deosebite și nemaiîntâlnite (Bogdan, 1969).

Fig. 4.22. Grosimea decadică a stratului de zăpadă din zona de curbură a Carpaților (Bogdan, Niculescu, 1999): 1, medie; 2, maximă; x, strat de zăpadă mai mic de 1 cm grosime.

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

4.2.6. *Vântul*

Vântul este determinat atât de particularitățile circulației generale a atmosferei (sistemele barice care o traversează), cât și de particularitățile suprafeței active. Și în cazul vânturilor se pune în evidență rolul de baraj orografic al Carpaților care determină prin orientare și altitudine anumite particularități regionale ale vântului.

Frecvența vântului pe direcții este influențată de particularitățile reliefului (fig. 4.23). pe înălțimile carpatice la circa 2500 m altitudine, în tot cursul anului este predominant vântul din sectorul vestic, ca o consecință a circulației generale a atmosferei caracteristică latitudinilor medii (Vf. Omu, 2505 m. 67%). Pe înălțimile carpatice, cu altitudini mai reduse (cca. 1800 m) frecvența medie a vântului din sectorul vestic se diminuează la circa 60-65%. Pe versanți, cu diferite expoziții, direcțiile predominante sunt date de orientarea culmilor și expunerea versanților față de masele de aer. Pe văi și în culoarele intramontane și în pasurile de înălțime configurația reliefului impune direcții diametral opuse: nord-est – sud-vest la Fundata și Iezer, nord-vest – sud-est la Predeal, direcții ce coincid cu axul văilor sau al culoarelor respective (fig. 4.23, 4.24).

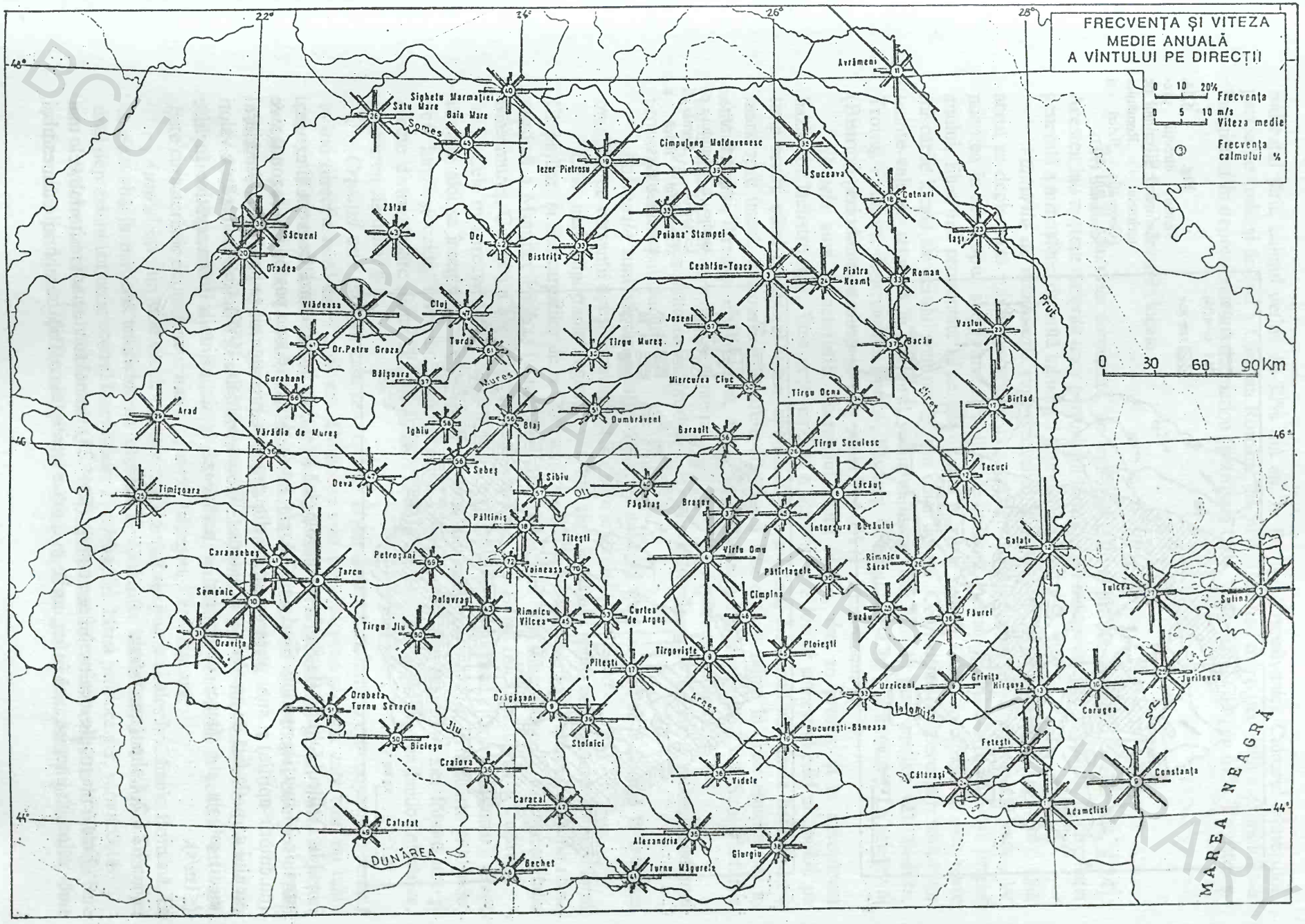
- În depresiunile intracarpatice, direcțiile dominante ale vântului sunt în funcție de deschiderea, adâncimea și orientarea acestora (nord-vest în depresiunile: Giurgeu, Ciuc, Brașov; sud, în Depresiunile Întorsura Buzăului și Petroșani).
- În interiorul arcului carpatic fragmentarea reliefului imprimă direcții diferite nord-vest și vest în Podișul Someșan, nord și nord-est în Câmpia Transilvaniei și Podișul Târnavelor cu excepția porții sale sud-vestice (Dealurile piemontane și Culoarul Mureșului de la Orăștie la Aiud) la adăpostul Munților Apuseni unde predomină vântul de sud-vest.
- La exteriorul Arcului Carpatic frecvența vântului este orientată pe direcția acestuia fiind aproximativ paralelă: nord-vest în jumătatea nordică a Podișului Moldovei, nord în Culoarul Siretului; nord-est în regiunea limitrofă Carpaților de Curbură.
- În Câmpia Banato-Crișană sunt dominante vânturile de est, de sud și sud-est.
- În Câmpia Română influența circulației generale este bine marcată în partea centrală și în sudul ei, unde predomină vânturi din direcții opuse vest și est, în timp ce în rest, peste această influență majoră se suprapune sistemul circulației locale, generată de morfologia reliefului. În vestul acesteia este frecventă direcția nord-vestică, iar în partea estică a câmpiei predomină nordul. În lungul Dunării sunt frecvente vânturile pe direcția est-vest, iar în sectoarele cu alte orientări ale fluviului, curenții se canalizează în lungul acestuia. În sectorul fluvio-maritim al Deltei Dunării sunt frecvente direcțiile de nord și de sud, iar în lungul litoralului cele de vest și nord-vest.

4.2.6.1. Viteza vântului

Viteza vântului depinde direct de mărimea contrastelor de presiune și temperatură pe orizontală și de gradul de fragmentare a reliefului. În general, viteza crește odată cu altitudinea, fapt ce se concretizează și în distribuția acesteia pe categorii de forme de relief (fig.4.25): 3-3,5 m/s în Câmpia Română; 4-5 m/s în zonele deluroase și 6-7 m/s pe înălțimile carpatice. Specificul climatic al litoralului este concretizat și în viteza vânturilor de aici, care, în medie, înregistrează 4-5 m/s și 7 m/s la gurile Dunării.

În privința vitezelor extreme, acestea au atins valori foarte mari: 55,5 m/s (200 km/oră) fiind considerată cea mai mare viteză a vântului din secolul XX. Această viteză s-a înregistrat în iarna 1965-1966 la Iași (Erhan, 1969). Viteze extrem de mari s-au înregistrat și la Vârful Omu (43,8 m/s, 9.XII.1955). La București-Băneasa, viteza maximă atinsă de vânt a fost de 38 m/s (30-31 ian. 1962); viteze foarte mari se realizează și în defileele unor văi montane.

BUCUREȘTI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY


FRECVENȚA ȘI VITEZA MEDIE ANUALĂ A VÎNTULUI PE DIRECȚII
0 10 20% Frecvența
0 5 10 m/s Viteza medie
Frecvența calmului %
0 30 60 90km
22°
24°
26°
28°
48°
46°
44°
Avrămeni
Sighetu Marmației
Satu Mare
Baia Mare
Somes
Cîmpulung Moldovenesc
Iezer Pietrosu
Suceava
Cotnari
Iași
Zălău
Săcueni
Oradea
Dej
Bistrița
Poiana Stampei
Ceahlău-Toaca
Piatra Neamț
Roman
Prut
Vlădeasa
Cluj
Turda
Dr.Petru Groza
Târgu Mureș
Joseni
Vaslui
Bacău
Gurahonț
Bălăușeri
Mureș
Miercurea Ciuc
Târgu Ocna
Bîrlad
Arad
Ighiu
Blaj
Dumbrăveni
Baraolt
Vîrădia de Mureș
Târgu Secuiesc
Tecuci
Deva
Sebeș
Sibiu
Olt
Timișoara
Făgăraș
Brașov
Lăcăuț
Întorsura Buzăului
Pătîrlagele
Galați
Petroșani
Titești
Virful Omu
Caransebeș
Turcu
Voinești
Rîmnicu Sărat
Tulcea
Sulina
Semenic
Polovragi
Cîmpina
Buzău
Făurei
Tîrgu Jiu
Rîmnicu Vîlcea
Curtea de Argeș
Oravița
Ploiești
Jiu
Pitești
Târgoviște
Urziceni
Grivița Hîrșova
Jurilovca
Drobeta Turnu Severin
Drăgășani
Ialomița
Corugea
Argeș
București-Băneasa
Stolnici
Bicleșu
Craiova
Videle
Fetești
Constanța
Călărași
Caracal
Adamclisi
Calafat
Alexandria
Giurgiu
DUNĂREA
Turnu Măgurele
Bechet
MAREA NEAGRĂ

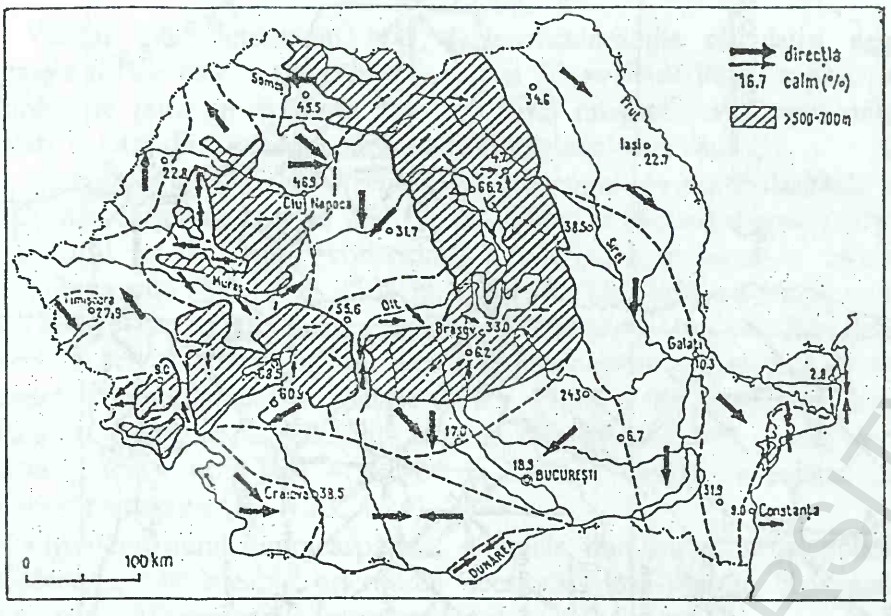


Fig. 4.24. Vântul, direcții predominante și calmul pe teritoriul României (Geografia fizică a României, 1983).

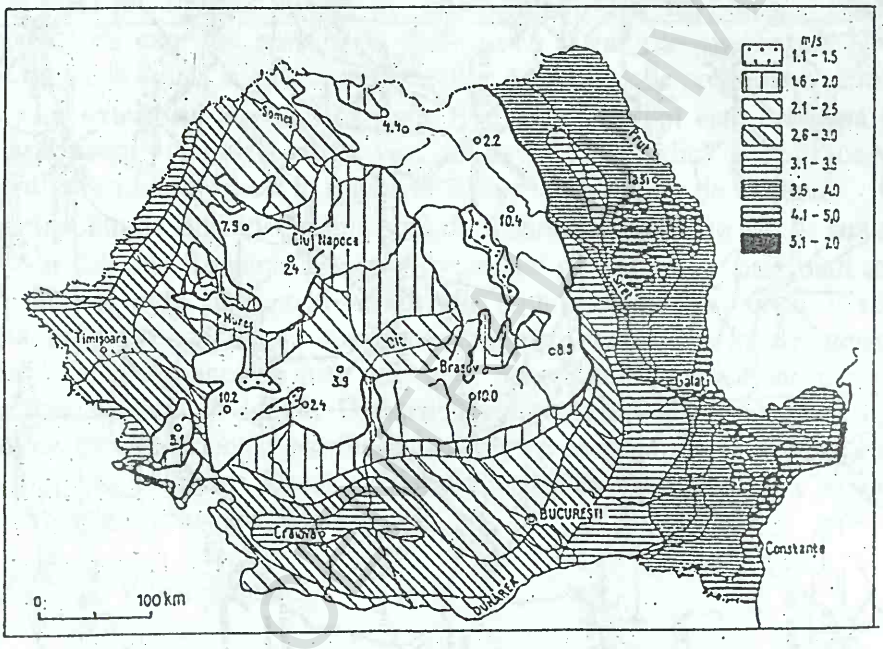


Fig. 4.25. Viteza medie a vântului pe teritoriul României (Geografia fizică a României, 1983).

În Defileul Oltului (la Stația meteorologică Boița) se înregistrează frecvent viteze mai mari de 24 m/s, iar maxima fiind de 32,7 m/s. Astfel de viteze sunt posibile în sezonul rece (noiembrie-aprilie) și sunt puse pe seama diferenței de presiune ce se produce în interiorul arcului carpatic față de arealul de la exterior (Tâștea și colab., 1990). Cele mai reduse valori medii anuale ale vitezei vânturilor se realizează în depresiunile intracarpatice închise (≤1 m/s).

4.2.6.2. Calmul atmosferic

Frecvența medie a calmului atmosferic (fig.4.23) variază foarte mult teritorial, cele mai mici valori se înregistrează în regiunile muntoase înalte (circa 5%). În regiunile din estul și

BCU IAȘI / COLECȚIA UNIVERSITY LIBRARY

sud-estul țării, calmul deține 10-30% din an. În Podișul Transilvaniei, Culoarul Mureșului, partea centrală și de sud a Câmpiei Române 40-50%. Cea mai mare frecvență a calmului s-a înregistrat în depresiunile intracarpatice (Petroșani 69%, Ciuc 50%, Giurgeu 67%, Loviștea ș. a.).

4.2.6.3. Vânturile locale

Pe lângă vânturile dominante, pe teritoriul țării se produc și vânturi locale (fig. 4.24). Acestea iau naștere datorită unor perturbații termice sau mecanice care se produc în circulația generală a atmosferei datorită influenței suprafeței active.

Vânturile de munte-vale sunt frecvente în zonele cu relief accidentat (fig.4.24). ziua aerul se deplasează sub forma unui flux ascendent, dinspre zonele joase spre cele înalte, iar noaptea în sens opus sub forma unui flux descendent. Aceste vânturi se produc tot timpul anului, fiind mai pronunțate în semestrul cald în zilele senine. Când nebulozitatea este mare mișcările locale ale aerului sunt reduse sau chiar lipsesc. Cea mai mare frecvență a vânturilor munte-vale se remarcă în interiorul văilor montane, mai ales la gura marilor văi: Bistrița, Trotuș, Prahova, depresiunile: Brașov, Făgăraș, Gheorghieni, Ciuc, Maramureș. La unele văi (Bistrița) periodicitatea atinge pe timp senin 80-90% (F. Mihăilescu, 1975).

Brizele sunt caracteristice litoralului Mării Negre, dar se produc și în apropierea bazinelor lacustre mari. Frecvența maximă a acestora are loc în semestrul cald al anului, pe timp senin, când contrastul termic apă-uscat este evident. În cursul zilei briza bate dinspre mare spre uscat, îndeosebi între orele 10-20, cu frecvență maximă în orele amiezii, iar în cursul nopții, direcția se inversează, dinspre uscat spre mare, între orele 23-8. Sunt vânturi a căror influență moderatoare se simte până la 15-25 km depărtare de țărm.

Vânturi asemănătoare se produc și în împrejurimile unor bazine acvatice, fiind mai pronunțate în lungul Dunării.

Föhnurile sunt vânturi catabatice locale calde și uscate, care se formează la trăsarea munților pe versanții opuși circulației dominante a aerului (fig.4.24).

Cele mai importante regiuni de föhn din România sunt cele situate la exteriorul Carpaților și Subcarpaților de la Curbură, cele din sud-estul Munților Apuseni, apoi pe rama nordică a Munților Făgăraș (cunoscut și sub denumirea de "Vântu Mare"), în Depresiunea Maramureș, Giurgeu, Ciuc, în Subcarăații Moldovei și în Banat (aici fiind denumit Coșava).

Cele mai frecvente și intense föhnuri se produc în Depresiunea Oraviței (Banat), drept urmare aici se înregistrează cele mai calde intervale nocturne din țară, ierni scurte și blânde, veri lungi și calde, inversiuni termice slabe și mai puțin frecvente. Tot aici föhnul are și efecte distrugătoare dintre cele mai mari: doborâturi de arbori, distrugerea liniilor electrice, avarierea clădirilor ș. a.

Crivățul este un vânt care se dezvoltă la periferia anticiclonului est-euopean (siberian) având direcția nord-est – sud-vest. De aceea este un vânt rece și uscat care bate cu mare putere. Este specific regiunilor din sud-estul și estul țării. determină geruri mari, înghețuri intense, polei și uneori viscole puternice, însoțite de viteze mari ale vântului care pot depăși 120 km/oră provocând distrugeri, spulberarea și troienirea zăpezii.

Nemira reprezintă o prelungire a Crivățului, care pătrunde prin culoarele montane ale Carpaților Orientali și a cărui direcție este dată de orientarea văii, fiind, în general est-vest. Este caracteristic depresiunilor intracarpatice: Giurgeu, Ciuc, Brașov.

Austrul este un vânt uscat, prezent aproape tot timpul, mai ales în Câmpia Română. El se dezvoltă la periferia anticiclonilor centrați în Peninsula Balcanică, în condițiile existenței unei depresiuni barice în centrul Depresiunii Transilvaniei. Iarna produce ger, vara secetă.

Bălțărețul este un vânt umed specific Bălților Dunării, având originea în ciclonii care se formează pe Marea Mediterană și Marea Neagră. Bate mai rar, toamna și primăvara. Este

însoțit de nori negri și groși, care produc o ploaie măruntă și caldă de scurtă durată. Uneori bate și iarna producând ploi, iar vara răcoare.

Munteanul este un vânt care se întâlnește în Bărăgan. El bate dinspre Munții Buzăului pe direcția nord-vest – sud-est, fiind generat de ciclonii mediteraneeni cu caracter retrograd, produce ploi torențiale, uneori însoțite de grindină.

Suhoveiul este specific părții sud-estice a României și se formează în sezonul cald. Bate din direcții diferite, dar mai ales din est, fiind un vânt fierbinte și uscat care provoacă secete și uneori furtuni de praf. În Dobrogea este cunoscut sub denumirea de Vântu Negru, iar în Câmpia Română:Sărăcilă, Traistă goală, Traistă-n băț.

4.3. Alte fenomene și procese climatologice

- *Chiciura, poleiul și depunerile de gheață* sunt fenomene care se realizează în sezonul rece, intervalul favorabil fiind 1.X – 1.V., iar cel al poleiului 1.XI – 31.III. Acestea nu se formează în fiecare an. Cele mai favorabile areale în privința depunerilor de chiciură sunt văile, culoarele și depresiunile intramontane, unde răcirea radiativă este puternică și umezeala aerului mare. De asemenea sunt frecvente în Bărăgan și nordul Moldovei, datorită advecțiilor mai timpurii de aer rece.

- *Ceața* reprezintă unul dintre fenomenele meteorologice care se manifestă atât în sezonul rece cât și în sezonul cald al anului. Pe teritoriul României numărul mediu anual de zile cu ceață variază de la 50-250 zile. Cea mai mare frecvență a acestor zile se localizează în regiunea montană unde se produc peste 100 de zile; cele mai multe pe culmile înalte (exemplu Omu, 288,6 zile, Vf. Țarcu, 272 zile). Numărul cel mai redus de zile cu ceață este pe litoral (30-40 zile).

- *Roua* este strâns legată de particularitățile suprafeței active și a condițiilor de timp. Cele mai multe zile cu rouă se produc în regiunile joase, unde diferența dintre temperatura de zi și noapte este evidentă (10-20°C) ziua cu intense procese de evaporație, noaptea cu răcire radiativă. Astfel de condiții sunt în culoarele văilor: Someș, Mureș, Olt, Prahova, lunca, bălțile și Delta Dunării, unde numărul de zile cu rouă variază de la 100 la peste 150 de zile. Cele mai puține zile cu rouă se produc în regiunile muntoase cu altitudini mai mari de 1500 m (1-40 zile) iar la circa 2000 m altitudine, roua se produce în circa 10 zile pe an.

- *Grindina* reprezintă unul dintre fenomenele meteorologice care provoacă pagube mari îndeosebi agriculturii. Cel mai adesea grindina cade pe fâșii late de câteva sute de metri și lungi de 10-15 km. Fenomenul marchează o tendință de scădere a frecvenței atât pe orizontală, dinspre vestul și nord-vestul țării spre est și sud-est (în sensul creșterii gradului de continentalism. Astfel, și pe verticală se întâlnesc condiții mai favorabile de producere în sud-vestul țării (Câmpia Banatului, Câmpia Olteniei 1-2 zile/an) față de cele din sud-est (Bărăgan, Câmpia Siretului inferior, Podișul Dobrogei, unde se produce 1 zi pe an. Numărul zilelor cu grindină crește odată cu altitudinea care favorizează dezvoltarea convecției dinamice. În cursul anului grindina este posibilă din aprilie până în septembrie în câmpii, din martie până în octombrie în cele de deal și podiș și din februarie până în decembrie în cele muntoase la peste 1500 m altitudine. Ploile cu grindină nu durează mai mult de 15 minute și se pot produce în mai multe reprize, dimensiunile granulelor de gheață fiind de 5-50 mm.

- *Fenomenele orajoase* sunt generate de deplasările maselor de aer, de încălzirea lor puternică, de particularitățile reliefului și, în general, ale suprafeței subiacente. În repartiția teritorială se remarcă tendința de scădere a frecvenței acestor fenomene dinspre vest și nord-vest spre est și sud-est, corespunzător circulației predominante a atmosferei și continentalizării maselor de aer. Numărul mediu anual al zilelor cu oraje au cele mai mari valori (35-40 zile) în munți și regiunile piemontane, iar în regiunile de câmpie numărul acestora scade la 25-35 zile, cu valori mai mari în Câmpia Banato-Crișană.

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

- *Fenomenele de uscăciune şi secetă.* La fenomenele de uscăciune şi secetă participă mai mulţi factori dar dintre toţi prioritară rămâne absenţa precipitaţiilor, ca urmare a predominării timpului anticiclonic. În acest context trebuie subliniat rolul de baraj orografic al Carpaţilor în calea advecţiilor de aer generate de aceşti anticicloni, fapt pentru care, fenomenele de secetă, deşi sunt posibile în toate regiunile ţării, nu se produc cu aceeaşi durată şi intensitate. Fenomenele de uscăciune şi secetă au durate foarte variabile în timp şi spaţiu, în funcţie de intensitatea factorilor săi genetici. Ele se pot caracteriza prin intervale variate de timp, de la câteva zile până la câteva luni.

Cele mai puternice fenomene de uscăciune şi secetă şi cu durata cea mai lungă se produc în regiunile de câmpie, cu deosebire în sudul şi sud-estul ţării. Durata şi intensitatea acestora creşte de la vest spre est. valoarea medie a intervalelor de secetă este de peste 20 zile în Bărăgan şi Dobrogea, de 15-19 zile în Câmpia Română şi Podişul Moldovei şi de peste 17 zile în restul ţării unde şi influenţa aerului maritim determină caracterul moderat al climei (fig.4.26).

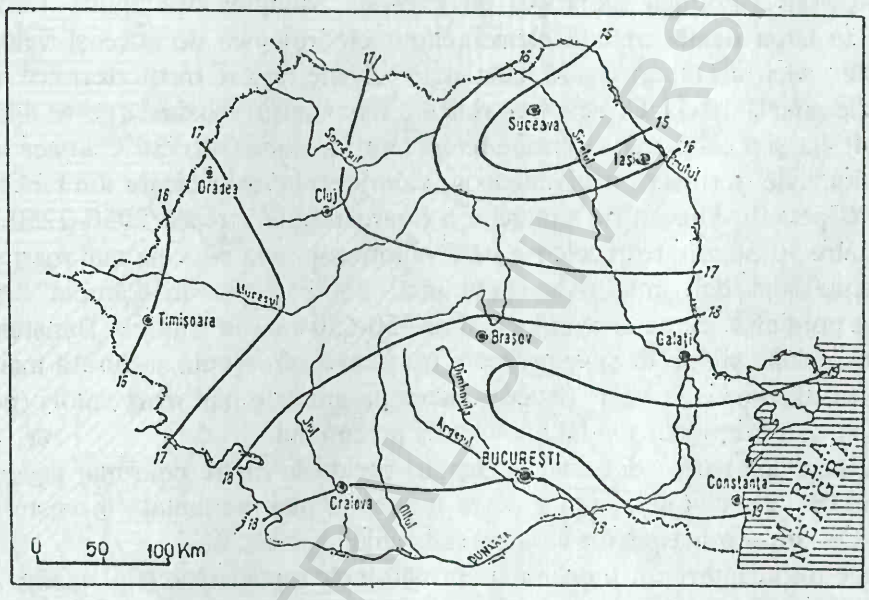


Fig. 4.26. Repartiţia numărului de zile cu secetă din România (Agrometeorologia, 1970)

Studiile efectuate până în prezent asupra secetelor din România au arătat că cele mai grave secete, care s-au produs de-a lungul timpului, au fost în anii 1896, 1907, 1945, 1946. Deşi, în anul 1945 precipitaţiile au fost mai reduse cantitativ decât în 1946, efectele secetei s-au simţit mai puternic în acest an din cauza cumulării deficitului de apă din anul precedent. Aşadar, seceta a început cu anul 1945, când precipitaţiile căzute au reprezentat ¼ până la ½ din cantităţile normale şi s-a prelungit în anul următor. Aceasta a cuprins întreaga ţară fiind caracterizată ca cea mai mare secetă a secolului XX, producând pagube mari economiei naţionale. În sprijinul combaterii secetelor de real folos sunt avertizările date de institutul de specialitate. În vederea protejării rezervei de apă din sol, folosirea irigaţiilor şi a altor metode care au în vedere păstrarea umezelii.

4.4. Tipuri de climat din România

Analiza regimului caracteristicilor pe care le înregistrează elementele climatice pe teritoriul României, permite ca în stabilirea tipurilor de climat să se pornească de la unele

considerații, care după Roșu (1980) sunt:

- zonalitatea pe verticală a climatului nu poate fi contestată, diferențele de la câmpie la deal sau la munte fiind evidente, indiferent de poziția acestor categorii de relief pe teritoriul țării (vest, est, nord sau sud) față de influența sistemelor barice continentale;
- diferențierile climatice în altitudine au stabilitate în timp, fapt demonstrat de prezența unor zonalități pe verticală a vegetației și solurilor;
- influența sistemelor barice continentale, deși destul de accentuată pe teritoriul țării, nu reușește să șteargă diferențierile climatice ale celor trei mari categorii de relief (câmpii, dealuri, munți) ci numai să le dea nuanțe regionale în cadrul aceluiași climat: climatul câmpiilor, dealurilor sau munților (fig.4.27).

4.4.1. Climatul de câmpie

Este specific zonelor de câmpie, adică unitatea reliefului cuprins între 7-200 m altitudine. Include: Câmpia Română inclusiv partea sudică a Câmpiei Piemontane Getice, Câmpia Banato-Crișană, Podișul Dobrogei cu excepția Munților Măcinului. Caracteristic acestui climat este larga desfășurare a elementelor meteorologice de aceeași valoare, fără diferențieri bruște. Aici se înregistrează cele mai ridicate valori medii termice din țară, temperatura medie anuală 10-11°C, cele mai ridicate temperaturi maxime (peste 44°C în aer și 65-75°C pe sol) dar și a celor mai coborâte temperaturi minime (sub -30°C în aer și pe sol). Ca urmare, amplitudinile termice medii anuale au valorile cele mai ridicate din țară (22-26°C în aer și 90-100°C pe sol). Durata de strălucire a Soarelui înregistrează 2050-2250 ore. Tot aici se întâlnesc între 30-50 zile tropicale pe an. Evapotranspirația are cele mai mari valori, în schimb precipitațiile sunt cele mai reduse din țară: 350-550 mm în Câmpia Română și Dobrogea, cu un pronunțat caracter continental și 550-650 mm în Câmpia Banato-Crișană. Fenomenele de uscăciune și secetă sunt prezente tot anul cu frecvență și durată mai mare în sud-estul țării și mai atenuate în vest. Evapotranspirația are cele mai mari valori (peste 700 mm/an), în unele zone (Dobrogea) fiind dublă față de precipitații.

Influența sistemelor barice determină nuanțări regionale dintre cele mai accentuate în raport cu climatul dealurilor și al munților, cu o moderare mai pronunțată în vestul țării, pe litoral și în Delta Dunării și o înăsprire a continentalismului spre est.

Urmare a acestor nuanțări pot fi delimitate următoarele topoclimate (fig. 4.27):

- *Topoclimatul de câmpie* cu nuanțe submediteraneene este specific părții de sud a Câmpiei Banatului și partea de sud-vest a Câmpiei Române, numit și climat Banato-Oltean (Câmpia Olteniei de la vest de Olt). Aceste teritorii sunt aflate sub influența maselor de aer submediteranean, ceea ce face ca iarna aerul să fie mai cald, temperatura medie a lunii ianuarie să fie cuprinsă între –1-2°C, iar temperatura medie anuală să fie în mare parte 11°C. Precipitațiile sunt mai crescute (550-650 mm), în timpul iernii precipitațiile producându-se și sub formă de ploaie și lapoviță. Durata intervalului fără îngheț este dintre cele mai lungi din țară.

- *Topoclimatul de câmpie cu influențe oceanice* este caracteristic Câmpiei Banato-Crișene de la nord de Timișoara. Aici advecțiile de aer temperat maritim sunt mai frecvente, ceea ce determină precipitații cuprinse între 550-650 mm, în repartiția precipitațiilor există două maxime: unul principal (mai-iulie) și unul secundar în noiembrie-decembrie. Temperatura medie anuală este cuprinsă între 10-11°C; temperatura medie a lunii ianuarie este mai ridicată –1-2°C, iar cea a lunii iulie 21-22°C. în consecință, amplitudinea medie anuală este cuprinsă între 22-23°C.

BCU "ȘTEFAN CEL MARE" SUCEAVA LIBRARY

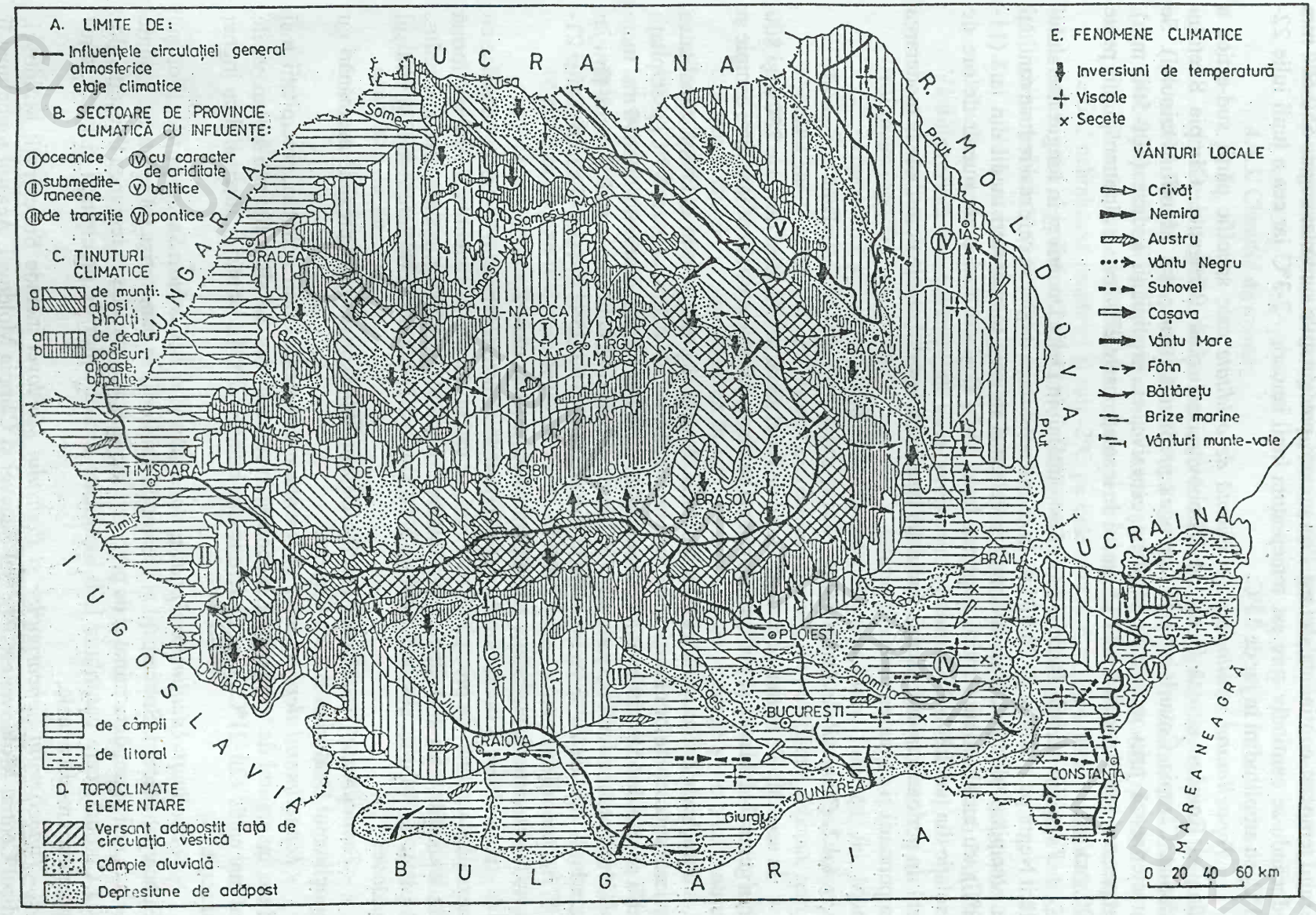


Fig. 4.27. Harta climatelor şi topoclimatelor (Bogdan, 1983, cu modificări)

- *Topoclimatul de tranziție* cuprinde teritoriul Câmpiei Române de la est de Olt şi până la aliniamentul Ploieşti-confluența Argeşului. Se caracterizează prin prezența atât a advecțiilor de aer temperat-maritim de origine polară din vest şi nord-vest cât şi cele ale aerului temperat-continental din est. Prin urmare, precipitațiile sunt mai bogate 550-600 mm reducându-se cantitativ spre est. temepratura lunii ianuarie –2-3°C iar cea a lunii iulie 22-23°C, cu amplitudini în jur de 25°C.

- *Topoclimatul continental cu nuanță de ariditate* este specific părții sud-estice a Câmpiei Române situată la est de Dâmbovița, incluzând Bărăganul, Câmpia Siretului inferior, Câmpia Covurluiului şi Dobrogea prelitorală (mai puțin Munții Măcinului). Se caracterizează prin nuanțe de ariditate excesive, cu precipitații reduse (400-500 mm), temperaturi medii anuale 10-11°C, gradul de insolație peste 2200 ore, evapotranspirație peste 700 mm/an.

- *Topoclimatul de Deltă şi litoral* este întâlnit în Delta Dunării şi în lungul litoralului Mării Negre pe o lățime de 25-30 km. În cadrul acestuia se întâlnesc cele mai reduse cantități de precipitații din țară (sub 400 mm) şi cele mai ridicate temperaturi medii din țară (11-12°C), cu amplitudini termice cuprinse între 22-24°C şi cel mai mare număr de ore de insolație din țară 2300-2500 ore.

În perioada caldă a anului, circulația locală sub formă de brize contribuie la moderarea temperaturii şi creşterea umezelii aerului.

4.4.2. Climatul de deal şi podiş

În acest tip de climat se include etajul de relief situat la altitudini de peste 250 m şi 800 m. În general, dealurile şi podişurile prezintă caractere climatice intermediare între câmpie şi munte.

Principalele caracteristici ale climatului de deal şi podiş pun în evidență zonalitatea verticală a elementelor climatice: temperatura medie anuală cuprinsă între 8-9°C, precipitații medii anuale de 550-850 mm în Podişul Moldovei şi Subcarpați, umezeala relativă mai mare de 75%. Izoterma lunii ianuarie este -3°C în estul țării şi -2°C în sud-vestul şi vestul țării iar cea a lunii iulie de 20°C. Amplitudinile termice scad la 23-25°C în estul şi sudul țării şi 21-22°C în Dealurile Banato-Crişene.

Caracteristicile suprafeței active permit evidențierea unor topoclimate:

- *Topoclimatul Dealurilor Banato-Crişene* se caracterizează prin influențe oceanice cu umezeală şi cantități de precipitații mai mari, ce cad în cea mai mare parte a anului sub formă lichidă marcând un al doilea maxim toamna. Numărul zilelor cu ninsoare este mai redus, temperatura minimă absolută fiind cu 7-10°C mai ridicată decât în Subcarpații şi Podişul Moldovei.

- *Topoclimatul de adăpost specific Depresiunii Transilvaniei* prezintă asemănări cu Topoclimatul Dealurilor Banato-Crişene.

- *Topoclimatul depresiunilor submontane* caracterizat prin adăpost, precipitații mai reduse, inversiuni de temperatură, îndeosebi în sezonul rece. La altitudini sub 400 m, verile sunt mai calde (20-21°C în iulie), iernile mai blânde (-2°C în ianuarie), intervalul cu îngheț mai scurt.

- *Topoclimatul dealurilor şi podişurilor sudice şi de la Curbura Subcarpaților* (Podişul şi Subcarpații Getici, Subcarpații şi Piemontul Curburii) se caracterizează printr-un grad de insolație mai mare, determinat şi de procesele de fönizare (mai ales în regiunea Subcarpaților de la Curbură) care contribuie la o diminuare a cantităților de precipitații şi la creşterea temperaturii medii anuale.

- *Topoclimatul Subcarpaților şi Podişului Moldovei* include Subcarpații Moldovei, Podişul Central Moldovenesc, Podişul Sucevei şi Câmpia Moldovei. Acestui topoclimat îi

sunt specifice influenţele circulaţiei estice (Anticiclonul est european), ceea ce determină temperaturi mai coborâte cu până la 2°C comparativ cu Dealurile din vestul ţării. De asemenea, cantităţile medii anuale de precipitaţii sunt mai coborâte cu 100-150 mm faţă de aceeaşi zonă vestică; numărul zilelor cu îngheţ este mai mare.

4.4.3. Climatul de munte

Se dezvoltă îndeosebi pe verticală în cadrul arealului montan carpatic între 800-2500 m. este influenţat într-o măsură mai mică de sistemele barice continentale. Marile înălţimi sunt supuse efectelor circulaţiei aerului vestic şi în mai mică măsură celui maritim.

Principalele caracteristici sunt: temperatura medie anuală de circa 6°C la bază (izoterma de 6°C delimitează muntele) şi sub -2°C pe cele mai mari înălţimi; iarna temperatura medie a aerului este negativă, oscilând între -4°C şi -10°C iar minima coboară frecvent sub -20°C iar minima absolută <-38°C (Vf. Omu – Bucegi, Bod –38,5°C).

Vara este scurtă, temepratura medie fiind cuprinsă între 7-18°C. Precipitaţiile cresc cu altitudinea de la circa 850 mm la peste 1500 mm,în depresiuni coborând sub 700 mm anual. Vântul prezintă viteză şi frecvenţă mare, predominând circulaţia vestică.

Avându-se în vedere complexitatea şi diversitatea suprafeţei subiacente, s-au identificat mai multe topoclimate montane:

- *Topoclimat de culoar şi defileu* (Bistriţa, Someşu Mare, Ialomiţa, Jiu, Mureş, Olt etc.). Se caracterizează prin canalizarea permanentă a aerului în lungul lor, uneori vitezele atingând valori extrem de mari (cazul Defileului Oltului), prin umiditate ridicată, temperaturi reduse;

- *Topoclimatul versanţilor* a căror particularităţi sunt dependente de orientarea şi expunerea faţă de Soare (diferenţa în raport cu gradul de însorire şi umbrire între versanţii expuşi sudic şi nordic), deci o diferenţă de temperatură de circa 2°C, crescând mai mult în timpul verii şi ziua; o diferenţă importantă se observă şi între versanţii cu expunere vestică şi cei cu expunere estică, faţă de advecţia maselor de aer maritim sau continental, diferenţiaţi prin cantitatea de precipitaţii, gradul de umezeală, ceaţă, nebulozitate mai ridicată pe versanţii vestici, unde şi regimul termic este moderat, comparativ cu cei cu expunere estică ce prezintă un grad mai mare de uscăciune şi contraste termice mai mari;

- *Topoclimatul de depresiune* se pune în evidenţă, mai ales prin frecvenţa şi intensitatea mare a inversiunilor termice, umiditatea ridicată a aerului, ceaţa frecventă, calm atmosferic ridicat, în general peste 50%.

- *Topoclimatul culmilor înalte* caracterizat prin temperaturi scăzute (cele mai mici valori din ţară) vânturi puternice şi frecvente tot anul, umezeală crescută, îngheţ posibil în orice lună din an.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CAPITOLUL 5

APELE

5.1. Trăsăturile generale ale hidrografiei

In distribuţia şi configuraţia actuală a apelor de pe teritoriul României (ape subterane, râuri, lacuri) un rol deosebit l-a avut evoluţia paleogeografică a reliefului în decursul perioadelor geologice. Sub acest aspect se disting două etape principale: precuaternară şi cuaternară.

În prima etapă s-a definitivat edificiul carpatic, s-a individualizat cumpăna de ape de ordin major, care apoi a fost complicată de apariţia munţilor vulcanici şi de formarea depresiunilor intramontane.

În etapa a doua, sub influenţa mişcărilor neotectonice şi prin retragerea apelor marine în limitele actuale a factorilor climatici, s-a realizat varietatea unităţilor acvatice; râuri, lacuri, ape freatice.

O influenţă deosebită a prezentat şi glaciaţia cuaternară, care a modelat regiunile muntoase înalte, creând circuri şi văi glaciare. Ulterior, unele din aceste circuri au favorizat acumularea apei contribuind la formarea a numeroase lacuri glaciare, unele păstrându-se şi în prezent, iar văile glaciare au fost integrate modelării fluviale după topirea gheţarilor. Fazele glaciare şi interglaciare care s-au desfăşurat au influenţat şi nivelul Mării Negre, funcţie de aceste oscilaţii s-au creat sistemele de terase, luncile, limanele marine şi fluviale.

Râurile constituie categoria cea mai importantă a resurselor de apă. Formarea şi distribuţia râurilor sunt strâns legate de prezenţa arcului carpatic, care imprimă reţelei de râuri anumite trăsături:

- sensul dominant radiar al reţelei hidrografice care se desprinde din Inelul Carpatic şi se dirijează spre zonele laterale mai joase;
- colectorul principal al râurilor este Dunărea (97,8%) din suprafaţa ţării, ceea ce conferă râurilor României o origine carpatică, ca obârşie şi danubiano-pontică ca drenaj;
- descreşterea densităţii reţelei de ape care este maximă în zona centrală montană (1km/km^2) şi minimă în cea periferică de câmpie (<0,1km/km^2);
- diferenţierea modului scurgerii de suprafaţă, ce descreşte din arealul carpatic spre câmpiile periferice (de la 40l/s·km^2, în regiunile carpatice înalte, la sub 1 l/s·km^2, în cea de

BCU "SPIRU HARET" UNIVERSITY LIBRARY

câmpie, regiunea muntoasă şi subcarpatică (>500 m altitudine) dau 84% din volumul de apă scurs.

- diferenţieri în privinţa tipurilor de alimentare cu predominarea nivală în zona carpatică şi diminuarea acestui tip spre câmpiile periferice. Volumul de apă scurs într-un an, pe râurile României (exceptând Dunărea) este de 37 mld.m^3, adică un debit mediu de 1172 m^3/s sau un debit specific de 4,57 $l/s \cdot km^2$.

Lacurile sunt reprezentative atât ca număr cât şi ca tipuri genetice ale cuvetelor lacustre (în circuri glaciare, zone carstice, de baraj natural, de tip liman şi în luncile râurilor). Există un foarte mare număr de lacuri de baraj antropic, amenajate în vederea stocării unei părţi din apa râurilor şi folosirea ei în diverse scopuri (hidroenergie, irigaţii, piscicultură, alimentarea centrelor populate şi a industriei ş. a.).

Apele subterane sunt inegal răspândite pe teritoriul ţării, cele mai mari rezerve se localizează în regiunile de câmpie, piemonturi şi podişuri, unde se găsesc sub forma unor orizonturi bine conturate. Volumul acumulărilor de ape subterane este de 8,3 mld.m^3, din care 5,1 mld.m^3 aparţin domeniului freatic şi 3,2 mld.m^3/an celui de adâncime. Dată fiind dispersarea mare a apelor subterane în teritoriu, se apreciază că în prezent, se pot folosi în condiţii economice circa 4,5-6 mld.m^3/an.

Apele minerale sunt legate de tectonică, vulcanism, zăcăminte de petrol, gaze şi sare, de aceea sunt foarte diversificate hidrochimic. În prezent sunt valorificate, atât în consum cât şi în balneologie.

5.2. Apele subterane

Funcţie de geneză şi condiţiile hidrogeologice de înmagazinare, apele subterane se diferenţiază în ape freatice şi ape de adâncime.

5.2.1. Apele freatice

Apele freatice se diferenţiază în funcţie de factori genetici. Astfel, se deosebesc *ape freatice zonale* şi *ape freatice azonale*.

Apele freatice zonale sunt prezente în toate unităţile de relief, de la cele montane până la cele de câmpie. Apele freatice din **zona montană** sunt cantonate mai ales în scoarţa de alterare. În masivele pe roci cristaline şi vulcanice, apele se întâlnesc doar în zonele de fisuraţie. Posibilităţi mai bune de acumulare oferă gresiile şi conglomeratele prin gradul lor mai mare de fisurare. Mineralizarea apelor din zona montană este cuprinsă între 50-250 mg/l, mai mare în arealul flişului, unde apele sunt predominant carbonatate. În depresiunile intracarpatice, apele se acumulează îndeosebi în depozitele cuaternare (glacisuri, conuri aluviale, terase). Apele freatice din **Subcarpaţi** se întâlnesc mai ales în depozitele teraselor şi cele deluviale. Mineralizarea apelor este cuprinsă între 200-500 mg/l şi domină apele de tip carbonatat. cu excepţia celor din arealul masivelor salifere. Apele freatice din zonele deluroase. **Dealurile şi podişurile** dispun de un acvifer freatic în caracteristicile cărora se resimt influenţele climei, dar şi cele induse de anumite particularităţi ale substratului geologic şi reliefului. Dealurile şi Câmpia Banato-Crişană aflate sub influenţa maselor de aer mai umede prezintă un freatic mai ridicat, primăvara acesta ajungând până la suprafaţă. În Dealurile vestice, în condiţiile depozitelor sedimentare, cu permeabilitate mare, apele freatice sunt situate la adâncime de 15-25 m. Glacisurile de racord şi câmpiile înalte conţin ape subterane la adâncimi cuprinse între 5-15 m. În **sectoarele de câmpie** apele se cantonează în nisipuri pleistocene, adâncimea la care se situează fiind cuprinsă între 3-5 m, iar în ariile de câmpii joase, adâncimea freaticului se reduce la sub 3 m (0-3 m). Din punct de vedere

BCU "LUCIAN BLAGA" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

hidrochimic, predomină apele bicarbonatate cu tendință de salinizare sulfatică și cloruroasă. Sensul creșterii mineralizării și durității apelor este de la est la vest.

În **Depresiunea Transilvaniei**, apele freatice sunt acumulate în depozite paleogene-neogene și cuaternare. În **Podișul Someșan** sunt mai răspândite apele acumulate în nisipurile miocene și paleocene. Deși freaticul nu este prea bogat, calitatea apelor este foarte bună, cu excepția celor influențate de intercalațiile de gipsuri care schimbă calitatea și duritatea.

Apele freatice din **curbura deluroasă** de la periferia Depresiunii Transilvaniei prezintă două situații distincte:

- când complexele acvifere nu sunt influențate de prezența sării, încât predomină tipul hidrochimic bicarbonatat calcic, cu mineralizare moderată;
- când complexele acvifere au în apropiere masive de sare, apa capătă caractere clorosodice, cu tendințe de îmbogățire în sulfați.

Subunitățile delurose din partea centrală a Depresiunii Transilvaniei prezintă ape freatice acumulate în nisipuri și argile sarmațiene. Abundența apelor este în strânsă legătură cu presiunea stratelor nisipoase. Calitatea apelor este mai scăzută, mineralizarea având valori destul de mari 1-3 g/l, tipul hidrochimic fiind mixt sau chiar sulfatat, duritatea ridicată și foarte ridicată (20-80°G)

În **depresiunile de contact** (Făgăraș, Sibiu, Culoarul Orăștiei) apele freatice sunt cantonate în depozite cuaternare și pliocene. Adâncimea la care se situează apele este în corelație cu etajarea reliefului: 1-3 m în lunci; 5-10 m în terasele inferioare; 10-20 m în glacisurile de contact.

În **Podișul Getic** condițiile de acumulare a apelor freatice sunt în strânsă legătură cu prezența stratelor de argilă în cadrul depozitelor villafranchiene. Lipsa orizonturilor de argilă în nord, face ca stratul acvifer să se afle la adâncimi foarte mari (la peste 100 m); în sud, principalul strat acvifer se situează în pietrișurile și nisipurile orizontului inferior al depozitelor villafranchiene. Mineralizarea și duritatea cresc de la nord spre sud.

În **Câmpia Română** se întâlnește o situație diversificată funcție de permeabilitatea depozitelor cuaternare. În **Câmpia Olteniei** adâncimea freaticului scade de la nord spre sud. de la terasele înalte spre lunca Dunării: 8-10 m în nord; sub 5 m în sud. Terasele Oltului și Jiului, cu aluvionar gros, își mențin acviferul la o adâncime de 5-15 m. De menționat că acviferul din Lunca Jiului este afectat tot mai puternic de poluare, un fenomen greu de înlăturat. **Câmpia Română centrală** constituie un rezervor important de ape freatice, datorită dezvoltării "pietrișurilor de Frățești" și a "nisipurilor de Mostiștea". Adâncimea freaticului variază între 15-25 m, cu ape de calitate foarte bună, mineralizare și duritate redusă. În **Câmpia Română de est** se constată o corelare între subunitățile geomorfologice și hidrostructurale freatice. Câmpiile piemontane de la contactul cu Subcarpații prezintă adâncimea freaticului la 50-60 m, ca apoi să scadă spre contactul cu câmpia de divagare la sub 5 m. Conurile aluviale ale Dâmboviței, Prahovei, Buzăului înmagazinează rezerve mari de ape freatice. O caracteristică a acestor ape este mineralizarea puternică (până la 5g/l), încât calitativ nu satisfac. În **câmpiile tabulare**, apele freatice sunt acumulate îndeosebi la baza depozitelor loessoide. Adâncimea la care se situează crește de la nord spre sud: 5-10 m în Bărăganul de Nord și Central, la 20 m și chiar peste 30 m în Bărăganul de Sud. Mineralizarea relativ mare 0,5-3 g/l, uneori depășind chiar 5 g/l. Tipul hidrochimic este cel clorurat și sulfurat.

În **Podișul Moldovei,** apele freatice sunt cantonate în depozitele friabile ale Sarmațianului, Pliocenului și Cuaternarului. În Podișurile Sucevei și central Moldovenesc, apele freatice sunt acumulate în structurile monoclinale ale Sarmațianului la adâncimi ce depășesc 20 m. Apele din aria de răspândire a calcarelor și nisipurilor oolitice au calități potabile bune și prezintă debite mai ridicate. În Câmpia Moldovei faciesurile argilo-marnoase, cu frecvente acumulări de gipsuri influențează calitatea și hidrochimismul apelor

subterane. Doar nisipurile volhiniene din nordul acesteia contribuie la o calitate mai bună a apelor.

În Partea sudică a podişului (Dealurile Fălciului, Culmile Tutovei), apele sunt cantonate la adâncimi de 5-25 m. Aici se întâlnesc ape captive descendente. Areale mai însemnate sunt în zona pietrişurilor de Bălăbăneşti. Importante rezerve de ape se găsesc în luncile şi terasele Siretului şi ale afluenţilor săi de pe partea dreaptă.

Podişul Dobrogei prezintă condiţii destul de variate în privinţa acumulării apelor freatice. În Dobrogea de Sud apele sunt situate la baza depozitelor loessoide şi a nisipurilor pliocene. În Dobrogea Centrală apele freatice se întâlnesc în cuvertura de loess de pe şisturile verzi care dau mineralizare mare şi în calcarele jurasice, acestea având potabilitate bună. În Dobrogea de Nord se întâlnesc acvifere locale, apele circulă pe fisurile calcarelor, gresiilor şi conglomeratelor. În culmile Pricopanului şi Niculiţelului, apele circulă prin fisurile rocilor de bază şi prin scoarţa de alterare.

Apele freatice azonale includ apele din zonele carstice, lunci, dunele de nisip, cordoanele litorale, mlaştini..

În **regiunile carstice**, apele freatice prezintă debite specifice care se descarcă sub formă de izvoare permanente sau intermitente (izbucuri). Apele freatice din lunci au adâncimi până la 5 m şi depind de regimul arterelor respective. Apele freatice din dunele de nisip sunt situate la adâncimi de 5-15 m, cu o drenare activă, conferindu-le calitate bună dar cu duritate ridicată. Apele freatice din cordoanele litorale şi grindurile Deltei Dunării conţin apă dulce, dar adesea influenţată de apele marine. Apele freatice din mlaştini şi lăcovişti indică concentrări de resurse subterane mai bogate decât cele zonale.

Sub aspect hidrochimic prezintă caracter azonal şi apele freatice clorurate din regiunea subcarpatică şi cea diapiră a Depresiunii Transilvaniei.

5.2.2. *Apele de adâncime*

Apele de adâncime provin, în general, din apele vadoase şi depind de alcătuirea geologică a reliefului şi de unităţilelui structurale (fig. 5.1.).

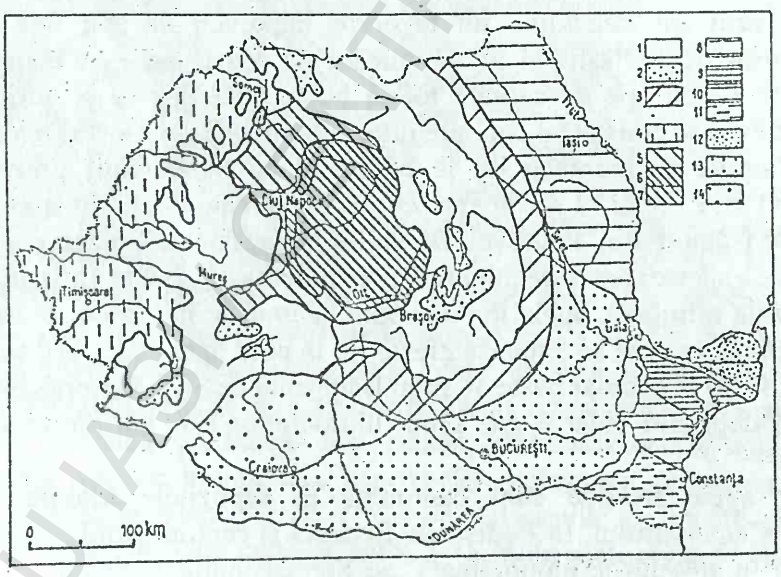


Fig. 5.1. Apele de adâncime (Geografia fizică a României, vol. I,1983): 1-3, regiunea carpatică (1, interfluvii, 2, depresiuni, 3, avantfosă). 4-7, regiunea pericarpatică vestică şi intracarpatică (4, regiunea pericarpatică vestică; 5, Depresiunea Transilvaniei cu structură marginală monoclinală; 6, D.T. cu structură marginală tip diapir; DT cu structură brahianticlinală). 8-14, regiunile pericarpatice E, SE şi S (8, Podişul Moldovei; 9, Dobrogea de nord; 10, Dobrogea centrală; 11, Dobrogea de Sud; 12, Delta Dunării; 13, Câmpia Română; 14, Piemontul Getic).

În **Carpaţi** apele de adâncime apar izolat pe unele falii, în arealele şisturilor cristaline ale eruptivului compact. Rezerve mai mari există în structurile sinclinale ale cuverturii

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

sedimentare în calcarele şi conglomeratele mezozoice şi flişul cretacic-paleogen, precum şi în depozitele pliocen-cuaternare din depresiunile intracarpatice.

În **Subcarpaţi** se întâlnesc cantităţi mari de ape fosile, în parte de zăcământ, care însoţesc zăcămintele petrolifere (ape clorurate, sodice, bromurate, iodurate etc.).

În **Podişul Moldovei** s-au pus în evidenţă ape subterane prin forajele efectuate, acestea fiind cantonate în depozitele de cuvertură din paleozoic până în miocen. Forajele de la Iaşi au identificat ape clorosodice, alcaline, cu mineralizare de 57-64 g/l, apoi la Deleni, Todireni. Alte complexe acvifere s-au întâlnit în Cretacicul superior (Ripiceni, Mihăileşti), în Badenian (Iaşi, Mihăileni), în Sarmaţian (Botoşani, Iaşi). În sudul podişului, depozitele pliocene cuprind orizonturi acvifere sub presiune, care uneori se manifestă artezian (Bârlad, Ghidijeni).

În **Cîmpia Română** apele se găsesc la adâncime mare şi prezintă mineraliazre puternică. Fac excepţii depozitele pliocen-cuaternare, care au ape dulci. Importante rezerve de ape de adâncime sunt acumulate în stratele de Cândeşti şi stratele de Frăteşti. Acviferele din aceste strate prezintă calităţi potabile bune.

Podişul Getic cuprinde mai multe strate acvifere sub presiune, dar mai importante sunt cele care se manifestă artezian, prezentând calităţi potabile bune.

În **Dobrogea** se disting trei subunităţi principale:

- Dobrogea de Nord se caracterizează prin două hidrostructuri importante: cea a calcarelor triasice şi cea a calcarelor acvifere în depozitele pliocene.
- În Dobrogea Centrală s-au evidenţiat trei hidrostructuri importante în calcarele jurasice. Forajele din zona Caragea-Dermen au debitat până la 1050 l/s.
- În Dobrogea de Sud fundamentul cristalin conţine ape sub presiune puternic mineralizate. Formaţiunile mezozoice cuprind în golurile carstice ape subterane sau arteziene în foraje.

În **Delta Dunării** s-au pus în evidenţă ape de adâncime în fundament (triasice şi jurasice) şi în depozitele deltaice. În Dealurile şi Câmpiile Banato-Crişene apele de adâncime se caracterizează prin mineralizare mare şi termalitate accentuată (până la 90%). Cele mai abundente strate acvifere de adâncime s-au identificat în calcarele mezozoice cu debitare apreciabilă până la 17.000 m^3/zi. Sub aspectul potabilităţii, cele mai importante sunt stratele acvifere din Panonianul superior, cu o mineralizare de sub 1g/l, iar duritatea în jur de 10°G.

În **Depresiunea Transilvaniei** s-au pus în evidenţă ape de adâncime numai în depozitele de cuvertură. Subunitatea monoclinală marginală se caracterizează prin ape puternic mineralizate (sulfurate, clorurate) uneori cu urme de hidrocarburi. În subunitatea marginală de diapir se găsesc ape de adâncime clorurate, iodurate şi bromurate cu mineralizare 45-200 g/l; în subunitatea cutelor brahianticlinale sunt cantonate ape de zăcământ puternic mineralizate (50-100 g/l) la Bazna, Deleni. Ape potabile s-au semnalat în depozitele Sarmaţianului mediu la Sighişoara, Agnita şi cele ale Pliocenului.

5.2.3. *Apele minerale*

Apele minerale de pe teritoriul României reprezintă o bogăţie de seamă, care nu se întâlneşte la alte ţări. Pe o suprafaţă relativ restrânsă, apare o mare varietate de tipuri de mineralizare, compoziţie chimică, termalitate, conţinut de gaze, radioactivitate.

Geneza şi apariţia apelor minerale sub formă de izvoare este legată de câteva elemente:

- prezenţa faliilor de adâncime;
- existenţa lanţului muntos de natură vulcanică;
- zăcămintele de: petrol, gaz metan, cărbuni, sare.

Numărul mare de izvoare (peste 2000) şi zăcăminte de ape minerale puse în evidenţă prin apariţia la zi şi în foraje, în circa 500 localităţi din ţară. Până în prezent s-au efectuat

BCU "I. C. BRĂTIANU" CLUJ-NAPOCA LIBRARY

numeroase studii cu privire la răspândirea şi regionarea apelor minerale din România (Pricăjan, 1972), o simplificare fiind redată în fig.5.2.

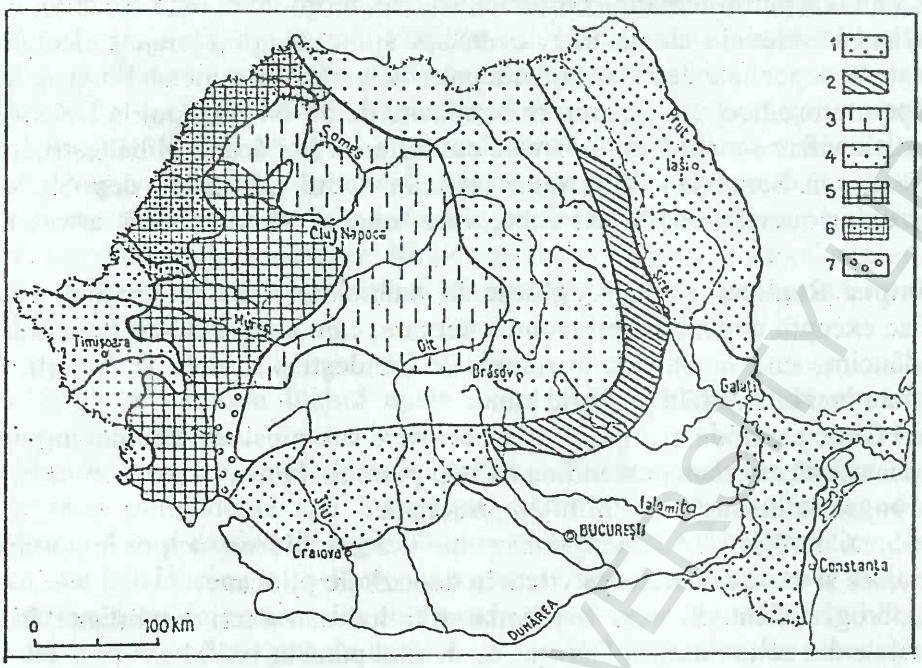


Fig. 5.2. Tipuri de ape minerale din România: 1, carbogazoase; 2, clorosodice şi sulfuroase; 3, clorosodice; 4, sulfuroase; 5, oligominerale; 6, oligominerale termale; 7, sulfuroase termale (Geografia fizică a României, vol. 1, 1983).

Apele carbogazoase se datorează prezenţei dioxidului de carbon, ca produs postvulcanic al eruptivului neogen din estul Podişului Transilvaniei, din sudul Munţilor Apuseni, precum şi al masivelor intrusive din fundamentul Câmpiei Banato-Crişene.

Apele carbogazoase simple sunt răspândite în aureola mofetică a Carpaţilor Orientali, unde apar, la zi circa 1500 de izvoare (Vişeu de Sus, Jogodiu-Băi, Căpălniţa, Zăbala ş. a.). câteva localităţi cu ape carbogazoase se află şi în Câmpia Timişului (Fibiş, Pişchia).

Apele bicarbonatate carbogazoase apar pe flancul sudic al Munţilor Rodnei (Valea Vinului, Parva, Sângeorz), Depresiunea Oaşului (Oraşu Nou, Valea Măriei, Bixad), depresiunile intramontane (Bilbor, Borsec, Biborţeni, Bodoc, Câlnic, Olteni, Zizin), Culoarul Mureşului (Băcia, Banpotoc, Şoimuş, Veţel, Bretelin).

Apele bicarbonatate simple sunt mai reduse şi apar în areale de câmpii: Câmpia Banato-Crişană (Arad), Câmpia Română (Craiova).

Apele feruginoase carbogazoase au o răspândire mai mare în aureola mofetică a Carpaţilor Orientali (Tarna Mare, Chiuzbaia, Vatra Dornei, Poiana Negrii, Toşorog-Bicaz, Miercurea Ciuc, Tuşnad, Malnaş-Băi, Vâlcele etc.). Ele mai apar şi în Câmpia Banato-Crişană (Lipova, Buziaş), Culoarul Mureşului (Boholt, Păuliş).

Apele sulfuroase şi sulfatate sunt legate de sulfaţii din formaţiunile gipsifere în miocenul Carpaţilor Orientali în Depresiunea Getică, în conglomeratele flişului Carpaţilor Orientali, zăcămintele de cărbuni.

Apele sulfuroase apar cel mai frecvent în Subcarpaţii Moldovei (Pipirig, Brusturoasa, Solonţ, Moineşti), Subcarpaţii Curburii (Ceraşu, Măgura, Câmpina, Pucioasa), Subcarpaţii Getici (Călimăneşti, Govora, Săcelu). Ape sulfuroase se mai găsesc şi în Podişul Moldovei (Răducăneni, Mihălăşeni), Podişul Getic (Circadia), Depresiunea Maramureşului

BABEŞ-BOLYAI UNIVERSITY LIBRARY

(Dragomireşti, Botiza, Breb), Baia Mare (Cărbunari, Dăneşti), Dealurile Crasnei (Valea Pomilor), Depresiunea Şimleului (Meseşenii de Jos) şi Podişul Someşan (Bizuşa). Ape sulfuroase termale se găsesc în Podişul Mehedinţi (Balta), Valea Cernei (Băile Herculane) şi în Dobrogea (Hârşova, Mangalia).

Ape sulfatate se întâlnesc în Subcarpaţii Moldovei (Oglinzi, Bălţăteşti, Borleşti), Subcarpaţii Curburii ((Berca, Sărata Monteoru, Moreni, Vulcana-Băi), Dealurile Crasnei şi Barcăului (Zăuan, Chieşd), Câmpia Timişului (Ivanda).

Apele clorurat-sodice iau naştere prin levigarea masivelor de sare sau de dizolvarea unor săruri din depozitele miocene subcarpatice şi din diapirul circum-transilvan. Prezintă mineralizare ridicată şi se întâlnesc frecvent în Subcarpaţi (Piatra Neamţ, Târgu-Ocna, Slănic, Telega, Ocnele Mari etc.) iar în zona diapiră din Transilvania (Ocna Sibiului, Ocna Mureş, Someşeni, Cojocna, Ocna Dejului, Sovata, Praid etc.).

Apele iodurate sunt întâlnite tot în formaţiunile salifere din Subcarpaţi(Berca, Sărata Monteoru, Vulcana-Băi) sau cele sarmaţiene din Transilvania (Bazna, Sângeorgiu de Mureş). **Apele oligominerale** au un conţinut mai redus de săruri şi apar mai frecvent în Câmpia Banato-Crişană şi pe Mureşul Mijlociu. Unele sunt hipertermale (Băile Felix, Băile 1 Mai) iar altele hipotermale (Moneasa, Salonta, Călan, Geoagiu-Băi etc.). **Apele hipotermale** cu o compoziţie chimică mai variată se întâlnesc la Timişoara, Arad, Băile Tuşnad, Toplita, Olăneşti, Mangalia.

Apele radioactive sunt generate de complexitatea tectonicii şi prezenţa corpurilor intrusive. Au răspândire mai mare în interiorul arcului carpatic (Băile Herculane, Băile Tuşnad, Sângeorz-Băi).

5.2.4. *Rezerva de ape subterane şi gradul lor de utilizare*

Se estimează că sursele de ape subterane ce se regenerează anual este de 8,3 mld.m^3. În etapa actuală, din acestea se pot utiliza economic între 4,5-6 mld.m^3.

Cele mai importante rezerve de ape subterane sunt acumulate în depozitele pliocen-cuaternare din regiunea pericarpatică şi îndeosebi în câmpii. Dintre acestea în Câmpia Română se apreciază cea mai mare cantitate de apă (120 m^3/s, la care se adaugă şi Lunca Dunării cu 30 m^3/s). Celelalte unităţi geografice au resurse subterane mai reduse: Podişul Moldovei 30 m^3/s, Podişul Transilvaniei 25 m^3/s, Dealurile şi Câmpia Banato-Crişană 50 m^3/. Dobrogea are cele mai reduse resurse de ape subterane, fiind apreciate la 6 m^3/s în domeniul de adâncime şi 2 m^3/s în cel freatic.

În ceea ce priveşte utilizarea apelor subterane, acestea sunt folosite în primul rând la alimentarea cu apă potabilă şi apă industrială şi în măsură mai mică pentru irigaţii.

Apele termominerale sunt valorificate atât în balneoterapie cât şi industrial. Este cunoscut faptul că unele ape minerale au fost valorificate încă din perioada romană: Băile Herculane, Geoagiu, Călan, Băile 1 Mai şi apele sărate de la Săcelu-Gorj. Începând cu secolul al XVIII-lea s-au valorificat pentru cură balneară apele din mai multe centre: Ivanda, Băile Herculane, Băile 1 Mai, Strunga, Slănic Moldova, Pucioasa, Olăneşti, Căciulata, Bazna, Sângeorz-Băi.

În prezent, valorificarea industrială include atât apele minerale destinate consumului alimentar (Borsec, Biborţeni, Boholt, Bodoc, Zizin, Vatra Dornei, Poiana Negri, Toşorog-Bicaz, Tuşnad ş. a., cât şi cele recomandate în cura internă (Căciulata, Slănic Moldova, Sângeorz, Covasna ş. a.).

O direcţie mai nouă de valorificare a acestor ape o constituie utilizarea lor în industria băuturilor răcoritoare. De asemenea, apele termale se utilizează ca sursă de energie la încălzirea serelor (zona Oradea).

5.3. Râurile

5.3.1. *Caracteristicile rețelei hidrografice*

Configurația actuală a rețelei de râuri are la bază o serie de factori între care rolul reliefului este preponderent. O primă caracteristică a rețelei hidrografice o constituie *dispunerea radiară a văilor*. Majoritatea râurilor principale își au obârșia în inelul Carpatic, cumpăna de ape corespunzând cu interfluviul ce separă versanții. Altă caracteristică constă în faptul că aproape 98% din râurile de pe teritoriul României sunt afluenți ai Dunării, direct sau indirect, și toate râurile la un loc sunt tributare Mării Negre, râurile est dobrogene se varsă direct în mare prin intermediul unor lagune sau limane.

Cât privește lungimea râurilor, se constată că în țara noastră predomină râurile cu lungime redusă, acestea fiind o consecință directă a etajării verticale a reliefului, a climatului și îndeosebi a configurației radiar divergente a rețelei hidrografice. Astfel, pentru zonele montane și submontane, cu energie mare de relief, roci cu permeabilitate redusă și precipitații bogate, este caracteristică prezența în număr mare a râurilor mici, cu bazine reduse, spre deosebire de zonele joase unde condițiile de formare a râurilor sunt minime, dar acestea prezintă lungimi mai mari.

Densitatea rețelei hidrografice prezintă valori diferite, în funcție de energia de relief, precipitații și petrografie. În regiunile de munte, unde precipitațiile depășesc evaporația potențială, iar rocile au o permeabilitate mică ori sunt impermeabile, procesul scurgerii superficiale este foarte activ, iar densitatea rețelei hidrografice ridicată. Valorile mari ale densității rețelei hidrografice 0,7-1 km/km^2 se întâlnesc în arealul montan: Țarcu, Vâlcan, Parâng, Lotru, Făgăraș (din Carpații Meridionali), Oaș, Gutâi, Țibleș, Rodnei, Călimani, Gurghiu, Harghita (din Carpații Orientali), Almăj, Poiana Ruscă, Bihor, Muntele Mare (din Carpații Occidentali). Densitățile cele mai mari (0,9-1 km/km^2) se întâlnesc în depresiunile intracarpatice Giurgeu-Ciuc, datorită convergenței rețelei. Densități cu valori de 0,3-0,5 km/km^2 sunt în zonele de podiș și subcarpatice (Podișul Getic, Podișul Moldovei, Subcarpații Curburii, Dealurile Banato-Crișene). În Podișul Transilvaniei densitatea variază între 0,4-0,6 km/km^2. Densități de 0,2-0,3 km/km^2 sunt în câmpii (Câmpia Română – partea vestică și Câmpia Banato-Crișană). În partea sud-estică a Câmpiei Române se află cele mai mici densități (0-0,1 km/km^2) și chiar 0,0 (areale semiendoreice).

Un alt element caracteristic, care reflectă influența etajării reliefului, se referă la *profilul longitudinal al râurilor*. Diferența de altitudine și varietatea petrografică din zona montană imprimă profile longitudinale în trepte, cu valori mari ale pantelor (150-300‰) forma transversală în "V". În zonele de la exteriorul Carpaților pantele se reduc la sub 10‰ în zonele deluroase și 0,2-1‰ în câmpii, unde și văile sunt foarte largi.

Dintre râurile interioare cele mai lungi sunt: Mureșul 768 km; Oltul 737 km; Prutul 716 km; Siretul 576 km; Ialomița 410 km; Someșul 388 km; iar cele mai mari bazine sunt ale râurilor: Siret 42830 km^2, Mureș 27830 km^2, Olt 24010 km^2, Someș 15015 km^2.

5.3.1.1.Gruparea sistemelor hidrografice

În funcție de distribuția spațială, de dispunerea sistemelor hidrografice față de principalii colectori și cu principalele caracteristici ale scurgerii, se poate stabili o grupare a sistemelor hidrografice, astfel:

- **Grupa sistemelor hidrografice nord-vestice** include afluenții Tisei din partea de nord a României (Vișeu, Iza, Săpânța, Tur) drenează versanții nordici și vestici ai munților Oaș, Gutâi, Țibleș și Rodnei. Râurile prezintă suprafețe bazinale mici (nu depășesc 1630 km^2), altitudini medii ridicate și bazine asimetrice (Vișeu, Iza).

- **Grupa sistemelor hidrografice vestice** cuprinde trei mari bazine hidrografice (Someş, Crişuri, Mureş) care la un loc drenează 24% din teritoriul ţării; prezintă bazine alungite, sectoare bazinale asimetrice.

- **Grupa sistemelor hidrografice sud-vestice** drenează Munţii Banatului, cel mai mare dintre râuri fiind Timişul (5795 km^2). Celelalte râuri sunt Bega, Caraşul, Bârzava, Nera.

- **Grupa sistemelor hidrografice sudice** include toţi afluenţii de pe stânga Dunării de la confluenţa cu Cerna până la confluenţa Ialomiţei. Exceptând Oltul care îşi are obârşia în Carpaţii Orientali, toate celelalte râuri drenează sudul Carpaţilor Meridionali şi Carpaţilor Curburii. În general, râurile au bazine alungite, unele, cum este Ialomiţa, au bazine asimetrice.

- **Grupa sistemelor hidrografice estice** cuprinde bazinele Siretului şi Prutului. Siretul are cea mai mare suprafaţă bazinală şi cele mai mari debite. Până la confluenţa cu Bârladul are un accentuat grad de asimetrie, cu afluenţii numai pe dreapta. Unii dintre afluenţii acestor două râuri prezintă bazine alungite: Suceava, Moldova, Bistriţa, Jijia ş. a.

- **Grupa sistemelor hidrografice litorale** cuprinde cursurile de apă dobrogene ce se varsă direct în Marea Neagră: Teliţa, Casimcea, Taiţa, Slava. Prezintă altitudini bazinale reduse.

5.3.1.2. Modificări ale reţelei hidrografice ca urmare a intervenţiei antropice

Încă din perioadele istorice, pe unele râuri mici de munte s-au construit ştreampuri pentru prelucrarea minereurilor auro-argintifere. În evul mediu şi până în prezent cele mai frecvente amenajări au fost iazurile în regiunile cu deficit de umiditate (Câmpia Moldovei, Câmpia Transilvaniei) şi haiturile de pe râurile de munte folosite la plutărit (Bistriţa, Argeş, Mureş). Dezvoltarea oraşelor, din perioada modernă şi contemporană, impune pe lângă alimentări cu cantităţi tot mai mari de apă, şi o protejare împotriva inundaţiilor. Primele acţiuni de acest fel s-au întreprins în zona Bucureştiului încă din timpul domnitorului Alexandru Ipsilanti (începute în 1775 şi continuate în diferite etape). Cele mai recente lucrări s-au finalizat în deceniile 8-9 ale secolului XX, concretizate în canalizarea Dâmboviţei şi a râului Colentina, unde a apărut o salbă de lacuri.

Amenajări similare s-au efectuat şi în zona Timişoarei, unde inundaţiile erau provocate de Bega şi Timiş. Lucrările au durat aproape două secole (1774-1919) şi s-au finalizat în canalizarea Begăi până la graniţa cu Iugoslavia, râul devenind navigabil.În aceeaşi perioadă, în Câmpia Banato-Crişană au fost executate ample lucrări de desecare şi drenare fiind redate agriculturii suprafeţe întinse de terenuri. Intervenţiile antropice de pe Dunăre s-au materializat în privinţa îmbunătăţirii traficului navigabil. Astfel, s-au degajat stâncile din albie în sectorul Porţile de Fier, s-a corectat braţul Sulina prin rectificarea meandrelor (marele "M") şi sectorul Brăila – Ceatal Ismail pentru a permite pătrunderea vaselor maritime. Problema navigaţiei pe sectorul defileului Dunării s-a rezolvat definitiv, prin construirea sistemului hidroenergetic Porţile de Fier I, în colaborare cu Iugoslavia. În etapa actuală amenajarea şi transformarea cursurilor de apă are drept consecinţă o serie de modificări determinate de amenajările hidroenergetice, îndiguiri, desecări, irigaţii, transferuri de apă dintr-un bazin hidrografic în altul, canale navigabile etc.

Cele mai ingenioase lucrări hidroenergetice, cu transferul apei dintr-un bazin în altul şi obţinerea maximului de energie hidraulică sunt cele din bazinele: Argeşului, Lotrului, Cerna-Motru-Tismana ş. a. (fig.5.3.). La nivelul anului 1990, pe teritoriul României existau 483 km de galerii subterane (tuneluri) care transferă apa între diversele râuri. Modificări în albiile râurilor se produc şi prin acţiunile de extragere a balastului din albii. Volumul materialului extras anual este de două ori mai mare decât puterea de regenerare.

În acest fel, albiile râurilor resimt dezechilibrele perioade îndelungate, îndeosebi râurile amenajate hidroenergetic, unde nu mai este permisă tranzitarea materialelor târâte din amonte spre aval.

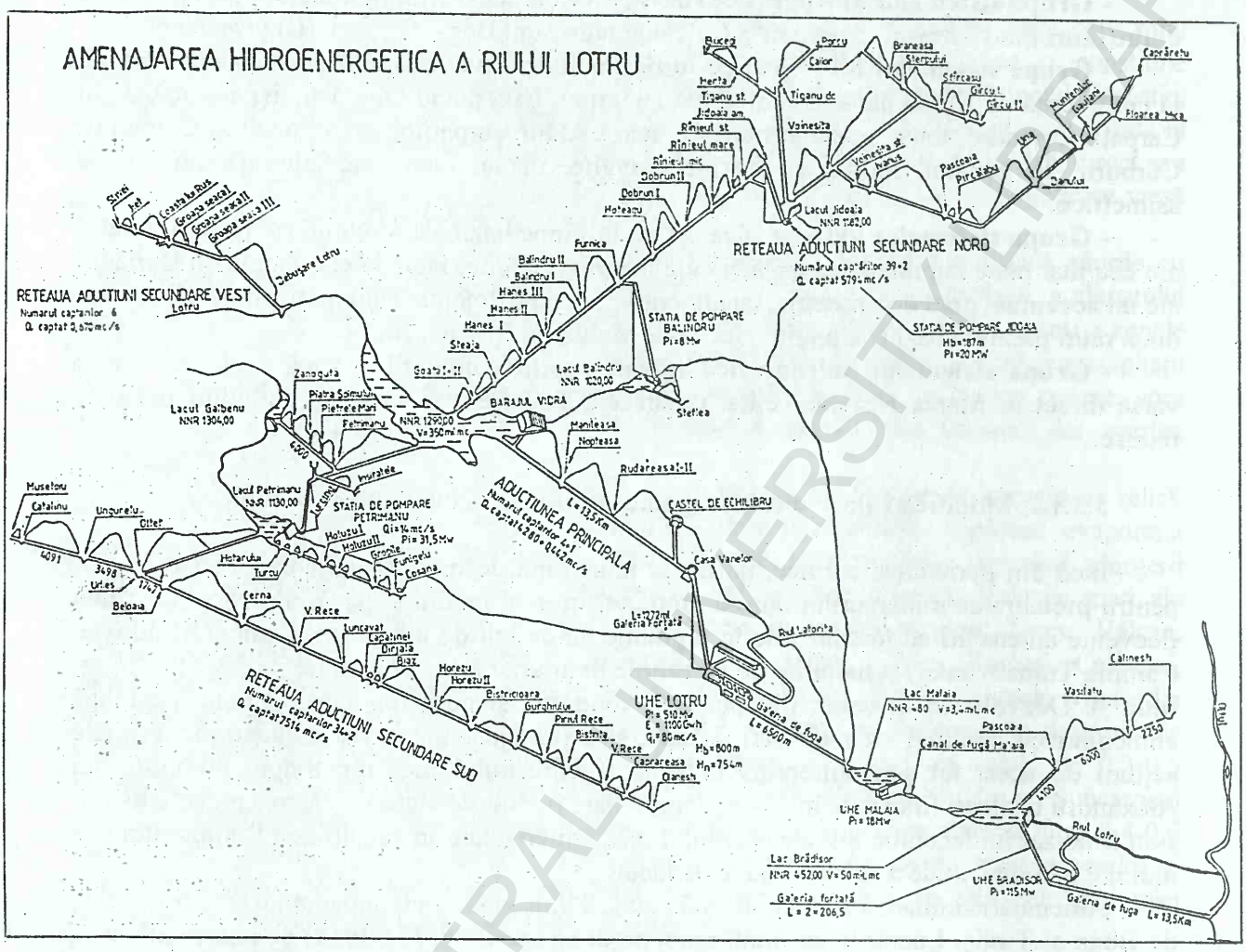


Fig. 5.3. Amenajarea hidroenergetică a râului Lotru (Construcții hidronergetice din România, 1950-1990).

5.3.2. *Scurgerea apei*

5.3.2.1. Caracteristici generale

Scurgerea apei râurilor României este produsul climei temperat-continentale specifică spațiului carpato-danubian. Astfel, scurgerea apei prezintă o variație în timp legată de evoluția factorilor climatici și una spațială dependentă de condițiile de relief, rocă, sol, vegetație, activități antropice.

Dintre **factorii climatici** cu importanță în formarea scurgerii sunt precipitațiile și temperatura. Precipitațiile determină valoarea cantitativă a scurgerilor și repartiția sezonieră sau multianuală, iar temperatura influențează tipul de precipitații (lichide sau solide), cantitatea și distribuția acestora, intensitatea evapotranspirației.

Pe teritoriul României unde clima înregistrează o accentuată zonalitate verticală și în același timp o nuanțare orizontală, scurgerea lichidă este supusă și ea aceloraşi variații

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

altitudinale şi regionale. Astfel, în zona centrală montană, unde precipitaţiile cad sub formă de zăpadă, iarna scurgerea superficială este minimă. În perioada de primăvară (aprilie-mai) când zăpezile se topesc, scurgerea atinge valoarea maximă, menţinându-se ridicată şi în prima parte a verii datorită ploilor mai bogate. În câmpie, precipitaţiile slabe din anotimpul călduros determină vara o scurgere minimă, aceasta datorându-se în mare parte şi evapotranspiraţiei puternice şi, deci, temperaturii ridicate, comparativ cu ceea ce se petrece în zona montană înaltă.

În privinţa influenţei celorlalţi factori geografici, cu toate că este indirectă, condiţionează, în mare măsură scurgerea lichidă.

Relieful pe lângă faptul că determină zonalitatea verticală a climei, imprimă prin valoarea înclinării pantelor, viteza de scurgere a apei pe versanţi spre reţeaua organizată. La rândul lor, celelalte caracteristici (gradul de fragmentare, diversitatea formelor de relief – acumulativ sau de eroziune) diminuează sau accelerează scurgerea, aceasta fiind corelată şi cu gradul de infiltraţie.

Solurile influenţează intensitatea scurgerii şi o diversifică funcţie de structură şi textură sau de starea fizică (umectate sau uscate) care, de obicei, diferă de la un tip la altul (cernoziomurile permit o infiltraţie mai puternică, comparativ cu podzolurile).

Vegetaţia prezintă un rol foarte important în procesul scurgerii. Astfel, pădurile creează un microclimat specific caracterizat prin întârzierea topirii zăpezilor şi deci prelungirea apelor mari, proces ce se desfăşoară paralel cu diminuarea scurgerii de suprafaţă şi intensificarea infiltraţiilor. În sezonul cald, pădurea reglează scurgerile prin reţineri de apă în coronamente şi în litieră. Un comportament oarecum apropiat prezintă şi fâneţele care, de asemenea, pot contribui la reglarea scurgerii. Pe suprafeţele cu păşuni, fenomenul este invers. **Alcătuirea petrografică** prin tipurile de roci cu diferite grade de permeabilitate, influenţează infiltraţia şi deci scurgerea. Totodată, duritatea rocilor poate condiţiona densitatea reţelei de văi. În sfârşit, **activitatea omului** (intervenţiile antropice) produce modificări esenţiale în procesul scurgerii. Aceasta se face simţită de la lucrările agricole şi până la marile amenajări hidrotehnice, hidroameliorații, irigaţii ş. a.

Principalele caracteristici ale scurgerii sunt determinate de variaţiile ei anotimpuale, altitudinale, latitudinale şi longitudinale, de torenţialitate şi de factorii azonali. Variaţia anotimpuală a scurgerii este influenţată de caracteristicile climatice de bază care determină scurgerea râurilor (fig.5.4.).

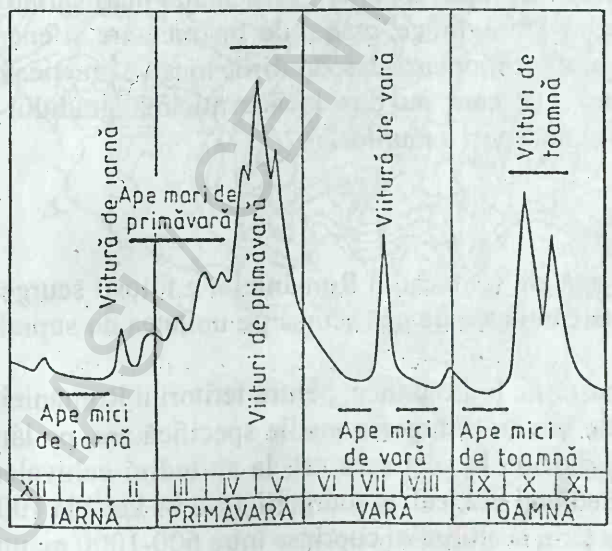


Fig. 5.4. Hidrograful schematic cuprinzând fazele de scurgere anuale caracteristice teritoriului României (Diaconu, 1983).

BCU "ION CREANGĂ" - VIRTUAL LIBRARY

Iarna, o mare parte din precipitații cade sub formă de zăpadă şi rămâne stocată pe suprafața solului, cu atât mai mult cu cât creşte altitudinea. Temperaturile negative ale aerului conservă stratul de zăpadă, provoacă înghețul pe râuri, scoțând din circuit o mare cantitate de apă. Ca urmare, în acest anotimp se produc **ape mici de iarnă**, scurgerea medie specifică atinge valori mici. În cazul unor încălziri se produce topirea zăpezii şi a gheții şi apar viituri de iarnă mai frecvente în sud-vestul şi vestul țării. Ponderea cu care participă anotimpul de iarnă la realizarea volumului scurgerii medii, diferă foarte mult, funcție de dispunerea versanților față de direcțiile dominante de deplasare a maselor de aer:

- râurile din regiunile de deal şi câmpie cu 20-30%;
- Munții Apuseni între 15-30%;
- Carpații Orientali şi Meridionali 10-15%.

Primăvara, prin topirea zăpezilor, începută de la altitudini joase spre cele înalte, se realizează apele mari de primăvară. În funcție de ritmul topirii, de durata şi intensitatea ploilor, apar şi **viiturile de primăvară.** Volumul mediu al scurgerii este mare pe tot teritoriul, înregistrând 40-50% din valoarea scurgerii medii anuale.

Vara se remarcă prin ape mici de vară ca urmare a creşterii evapotranspirației, a scăderii precipitațiilor şi epuizarea rezervelor de ape subterane. În urma unor ploi torențiale pot să apară viituri de vară care, uneori, pot atinge amplitudini foarte mari provocând inundații catastrofale (anii 1970, 1975). Volumul de apă scurs în acest anotimp reprezintă între 15-20% din scurgerea medie anuală pentru râurile din zona de deal şi câmpie şi 30% pentru cele de munte.

Toamna deşi evapotranspirația scade apar ploile de toamnă, rezervele subterane sunt încă nerefăcute, încât prima parte a anotimpului se caracterizează prin ape mici de toamnă. Legate de ploile de toamnă apar şi viiturile de toamnă. Acest anotimp are cea mai mică contribuție la realizarea volumului mediu anual al scurgerii în regiunile de deal şi câmpie (5%), iar în zonele montane, scurgerea medie de toamnă realizează 15% din scurgerea medie anuală.

Variația altitudinală a scurgerii râurilor României diferă în funcție de poziția bazinelor hidrografice. Poziția Carpaților, cu rol de baraj orografic, influențează şi scurgerea apei. Astfel, în funcție de poziția față de ocean, la altitudini echivalente, scurgerea medie specifică este cea mai mică în estul țării, mică în sudul țării şi mai mare în vest.

Caracterul torențial al scurgerii apei, pe râurile din România, reflectă particularitățile climatice îndeosebi caracterul torențial al ploilor, prezentând mari variații pe teritoriul țării, funcție de mărimea bazinelor hidrografice, gradul de fragmentare şi energia reliefului, unii factori locali. Printre aceştia se menționează despăduririle masive practicate în secolele XIX-XX (continuând şi în prezent), care au dus la accentuarea gradului de torențialitate, mărind puterea de eroziune şi transport a râurilor.

5.3.2.2. Scurgerea medie

Pentru caracterizarea resurselor de apă ale teritoriului României s-a folosit scurgerea medie specifică (q $l/s \cdot km^2$) care reprezintă cantitatea de apă scursă pe unitatea de suprafață (km^2) în timp de o secundă.

Pe baza înregistrărilor existente la posturile hidrografice, pentru teritoriul României, s-au pus în evidență un număr de opt areale în care scurgerea medie specifică are, pe lângă creşterea pe verticală şi o scădere a valorilor de la vest spre est, la altitudini echivalente (Râurile României, 1971). Cei mai mari gradienți verticali ai scurgerii (5-6 $l/s \cdot km^2$) la 100 m se întâlnesc în partea de vest şi nord-vest a țării, la altitudini cuprinse între 600-1000 m, unde se încadrează versanții vestici ai Munților Apuseni şi cei ai munților vulcanici din nord-vest (fig.5.5.).

BCU Cluj / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

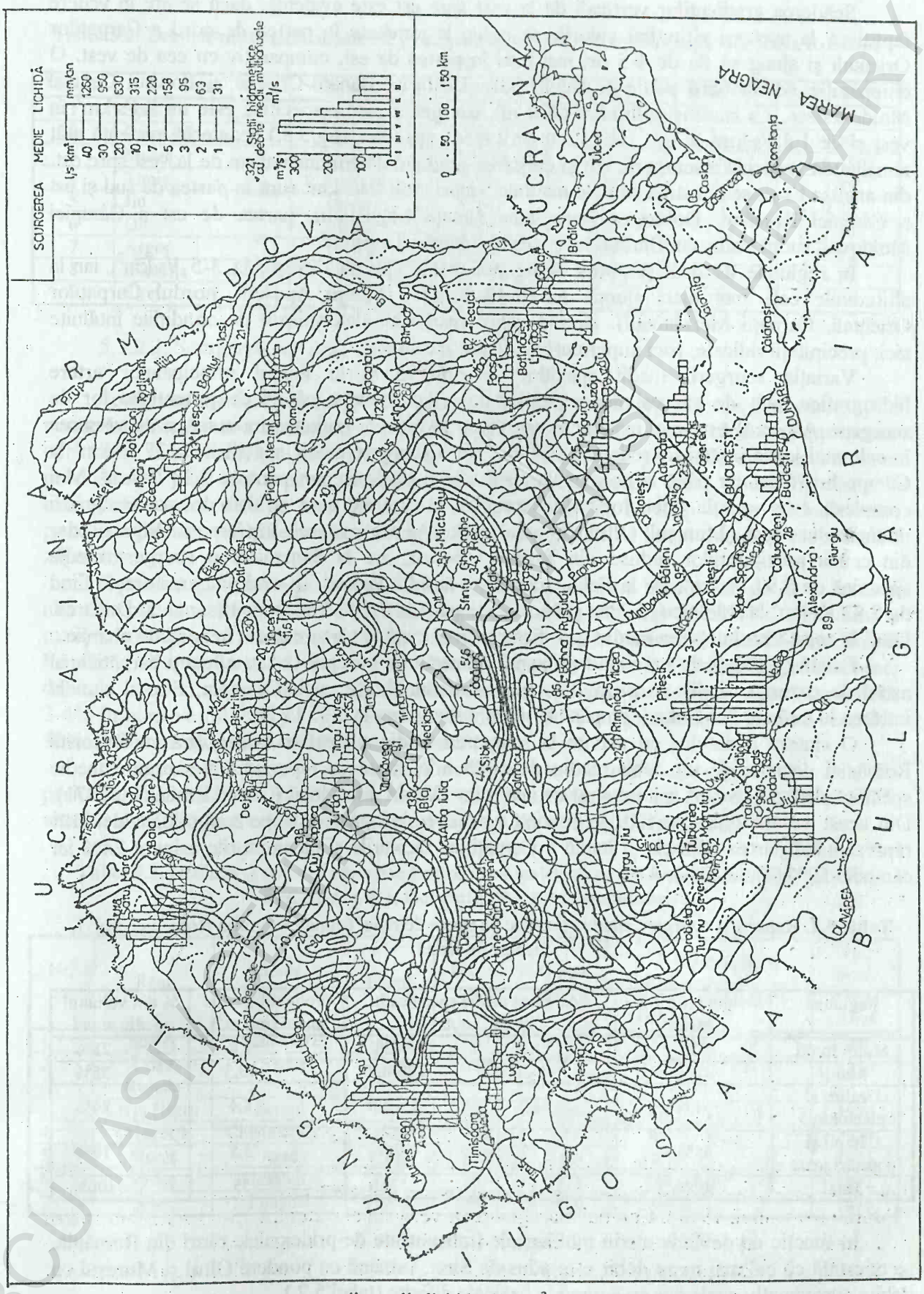


Fig. 5.5. Scurgerea medie medie lichidă, l/s/km² (Atlasul României, 1974).

BCU IASI UNIVERSITY LIBRARY

Scăderea gradienților verticali de la vest spre est este evidentă, dacă se are în vedere faptul că la aceleași altitudini valorile se reduc la jumătate în partea de nord a Carpaților Orientali și ajung să fie de 4-5 ori mai mici în partea de est, comparativ cu cea de vest. O comparație edificatoare poate fi făcută între Dealurile Banato-Crișene și Podișul Central Moldovenesc. La aceleași altitudini (400 m), scurgerea medie specifică este de 7 l/s·km^2 în vest și de 1,8 l/s·km^2 în est. Harta scurgerii medii specifice (fig.5.5.) scoate în evidență atât zonalitatea verticală a scurgerii, cât și creșterea gradului de continentalism de la vest spre est. din analiza hărții se constată că cele mai mici valori (sub 1 l/s·km^2 sunt în partea de sud și est a Câmpiei Române, Dobrogea (exceptând Munții Măcinului), partea de est a Câmpiei Moldovei, sudul Podișului Bârladului și vestul Câmpiei Timișului.

În regiunile de deal și podiș, scurgerea medie specifică crește la 3-5 l/s·km^2, iar la altitudinile cele mai mari ajunge la 20-40 l/s·km^2 (Munții Apuseni, nordul Carpaților Orientali, Carpații Meridionali). Aceste valori mari sunt determinate de condițiile întâlnite aici: precipitații ridicate, roci impermeabile, pante accentuate.

Variația scurgerii medii specifice se observă și în lungul principalelor artere hidrografice, atât de succesiunea unităților de relief drenate, cât și de potențialul lor de scurgere. Aspectul este mai evident la râurile cu izvoare în regiunea montană și cu vărsarea în cele mai joase unități de relief. Astfel, Jiul are o scurgere medie specifică de 27 l/s·km^2 la Câmpu lui Neag, iar până la confluența cu Dunărea scade treptat până la 9,28 l/s·km^2. Mai complexă este variația debitelor medii specifice la râurile care străbat de mai multe ori unitățile muntoase (Mureșul, Oltul, Someșul). Oltul își are izvoarele în Carpații Orientali, dar din cauza precipitațiilor reduse din bazinul superior, are la Sâncrăieni o scurgere medie specifică de 5,97 l/s·km^2, iar la Feldioara ajunge la 6,98 l/s·km^2. În aval valoarea crește fiind de 8,83 l/s·km^2 la Râmnicu Vâlcea și apoi scade până la 7,5 l/s·km^2 la confluența cu Dunărea. Deci, la acest râu scurgerea medie specifică este mai mare la vărsare decât în zona de obârșie.

Există și situații în care râul principal primește pe întregul traseu afluenți carpatici, în astfel de cazuri variațiile în profilul longitudinal sunt foarte mici. Exemplu, Siretul care la intrarea în țară are 7,2 l/s·km^2 iar până la vărsare scade lent la 5,95 l/s·km^2.

O sinteză a datelor cu privire la scurgerea medie a râurilor evidențiază că teritoriul României dispune de un debit mediu de 1085 m^3/s, ceea ce reprezintă o scurgere medie specifică de 4,57 l/s·km^2 sau un strat de apă scurs de 144 mm (după Râurile României, 1971). Din acest volum scurs pe râurile interioare două treimi provin de pe o suprafață de 21% reprezentând partea mijlocie și înaltă a Carpaților. Dealurile și piemonturile asigură 24% iar câmpiile 10% (Tabel 5.1.)

Tabel 5.1. Repartiția scurgerii medii specifice pe trepte de relief (după Geografia României, vol. I, Geografia fizică)

Regiunea	% din teritoriul țării	Scurgerea medie specifică în (l/s·km^2) mm/an		Volumul mediu anual (mil.m^3)	% din volumul mediu anual
Munți înalți	5%	>20	>630	9,8	28%
Munți	16%	>-20	220-630	13,3	38%
Dealuri și piemonturi	31%	2-7	63-220	8,4	24%
Câmpii și podișuri joase	48%	<2	<63	3,5	10%
Total	100%			35	100%

În funcție de debitele medii multianuale transportate de principalele râuri din România, se constată că cel mai mare debit este adus de Siret, urmând ca pondere Oltul și Mureșul cu debite aproximativ egale dar cu suprafețe bazinale diferite (tabel 5.2.).

Tabel 5.2. Debitele medii multianuale ale principalelor râuri din România (după Geografia României, vol. I)

Nr. crt.	Râul	Punctul	F (km^2)	H_b (m)	Q (m^3/s)	q ($l/s \cdot km^2$)
1	Someş	frontieră	15015	534	121	8,06
2	Crişu Repede	frontieră	2545	573	25	9,82
3	Mureş	frontieră	27830	613	179	6,43
4	Timiş	frontieră	5795	390	44,9	7,75
5	Jiu	vărsare	10070	417	93	9,23
6	Olt	vărsare	24010	624	180	7,50
7	Argeş	vărsare	12590	379	70,5	5,60
8	Ialomiţa	vărsare	10430	327	44,5	4,27
9	Siret	vărsare	44858	515	222	4,95

5.3.2.3. Scurgerea maximă

Scurgerea maximă reprezintă cea mai importantă fază din regimul scurgerii râului, prin ponderea distructivă a apelor de care trebuie să se ţină seama atunci când sunt proiectate construcţii hidrotehnice, diguri, poduri etc. Viiturile înregistrate pe râurile din România sunt produse de ploi, de topirea zăpezilor sau din suprapunerea celor două. În bazinele hidrografice mici viiturile sunt produse de ploi torenţiale, în timp ce în bazinele mari ponderea ploilor torenţiale scade, dar creşte ponderea ploilor de lungă durată şi cea a topirii zăpezilor.

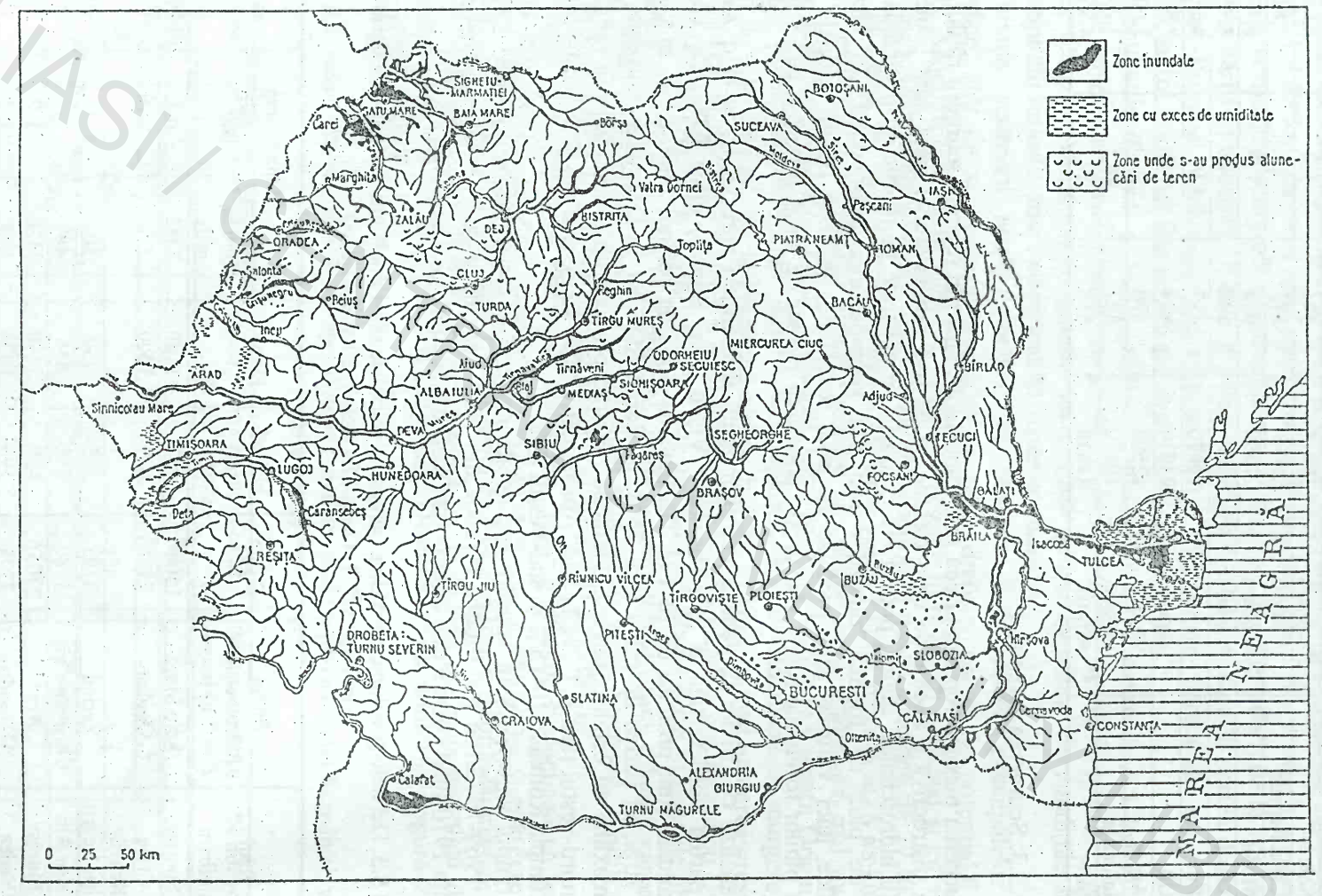
O analiză cu privire la geneza viiturilor arată diferenţieri apreciabile de la o zonă la alta. În partea nord-vestică a ţării (bazinele Vişeu, Iza, Someş) circa 47% din viiturile maxime anuale sunt produse de ploi în Transilvania 50%, în bazinul Jiului 64%, în Câmpia Română 70%, în partea de est a ţării 76%, în Banat 86% iar în Dobrogea aproape toate debitele maxime au origine pluvială. Debitele maxime produse de topirea zăpezii reprezintă 3-4% în nord-vestul ţării şi 1-2% în sud. Aproximativ 50% au geneză mixtă în nord-vest, 25-30% în Câmpia Română, 10-15% în sud-vestul ţării.

În timpul viiturilor sunt consemnate debite extrem de mari, aşa cum au fost cele din perioada 1969-1975, pe majoritatea râurilor din ţară, culminând cu cele din 1970 şi 1975, viiturile din 1970 fiind considerate ca cele mai mari din secolul XX (tabel 5.3.)

Tabel 5.3. Debitele şi volumele maxime pentru principalele râuri din România (după Geografia României, vol. I, Geografia fizică, cu simplificări)

Nr. crt.	Râul	Staţia hidrometrică	F km^2	H med (m)	Q max (1%)	Q max înreg.		Vol. max. înreg./ Anul
						Q max m^3/s	asig. %	
1	Someş	Satu Mare	15000	537	3180	3342	0,5	1970
2	Crişu Repede	Oradea	2126	629	1000	576	5-10	1970
3	Crişu Negru	Zerind	3793	285	730	501	1	1970
4	Crişu Alb	Chişinău-Criş	3580	351	850	409	1	1974
5	Mureş	Arad	27056	629	2440	2320	1-2	1975
6	Vedea	Alexandria	3271	195	1020	949	1-2	1972
7	Siret	Lungoci	36083	539	3970	3186	2	1970

BCU "I. CREANGĂ" UNIVERSITY LIBRARY


Zone inundate
Zone cu exces de umiditate
Zone unde s-au produs alunecări de teren
SIGHETU-MARMAȚIEI
SATU MARE
BAIA MARE
Carei
Borșa
BOTOȘANI
SUCEAVA
Vatra Dornei
IAȘI
Pașcani
Marghita
ZALĂU
BISTRIȚA
ORADEA
DEJ
Topliță
PIATRA NEAMȚ
ROMAN
Salonta
CLUJ
Beiuș
Reghin
TURDA
BACĂU
TÎRGU MUREȘ
Ineu
MIERCUREA CIUC
ODORHEIU SECUIESC
Mud
Tîrnăveni
ARAD
Șiria
ALBAIULIA
MEDIAȘ
SIGHIȘOARA
BÎRLAD
Adjud
Sînnicolau Mare
DEVA
SIBIU
FĂGĂRAȘ
SFÎNTU GHEORGHE
TECUCI
TIMIȘOARA
LUGOJ
HUNEDOARA
BRAȘOV
FOCȘANI
GALAȚI
Caransebeș
Deta
BRĂILA
Isaccea
TULCEA
REȘIȚA
RÎMNICU VÎLCEA
BUZĂU
TÎRGU JIU
TÎRGOVIȘTE
PLOIEȘTI
Mizil
Mizil
Mizil

Viiturile din 1970 din Transilvania (fig.5.6.) au fost determinate de ploile torențiale din perioada 12-14 mai, când în bazinele râurilor Someșul Mare, Mureș, Olt au căzut în jur de 100 mm precipitații (Bistrița 120 mm, Toplița 109 mm (Podani, Zăvoianu, 1971). În munți precipitațiile s-au suprapus pe un fond nival încât pe râurile Someș, Mureș debitele au atins valori extrem de mari: pe Someș la Satu Mare s-au atins debite de 3342 m^3/s (reprezentând probabilitatea de 0,5%), pe Mureș 2600 m^3/s la Alba Iulia probabilitatea de 1%, în aval debitele nu au mai crescut datorită capacității de atenuare din albie (tabel 5.3.). Pagubele provocate de aceste inundații au fost enorme.

În octombrie 1972 viituri foarte mari s-au produs în spațiul dintre Olt și Siretul inferior. Nucleul precipitațiilor maxime a afectat regiunea piemontană și subcarpatică, cele mai grave inundații producându-se pe Ialomița în zona confluenței cu Prahova, la Coșereni debitul maxim a fost de 1170 m^3/s.

Inundații foarte puternice au fost și în iulie 1975 care au afectat râurile din sudul țării, în bazinele Argeș, Dâmbovița, Prahova, Teleajen, Ialomița. De această dată debitele înregistrate pe Ialomița, la același post Coșereni, au depășit pe cele din 1972, fiind de 1440 m^3/s. Inundațiile s-au produs și pe râurile din bazinele superioare ale Oltului și Mureșului. Pe Târnava Mare, la Mediaș, nivelul maxim a depășit cu 4 m cotele de inundație și cu 1,20 m nivelul înregistrat în 1970.

5.3.2.4. Scurgerea minimă

Scurgerea minimă reprezintă o caracteristică de bază a regimului hidrologic, deoarece funcție de parametrii ei se pot folosi apele râurilor în regim natural neamenajat. Scurgerea minimă a râurilor din Româniase produce în perioada de vară-toamnă cât și iarna. Apare cel mai frecvent vara (iulie-septembrie) când temperaturile ating valorile cele mai mari 30-35°C și evapotranspirația este maximă (fig.5.7.). în această situație umezeala solului se epuizează, alimentarea râurilor fiind făcută numai din rezervele subterane.

Iarna, scurgerea minimă apare când temperaturile medii zilnice ale aerului scad sensibil sub 0°C, iar precipitațiile căzute sub formă de zăpadă și stocate nu intră în circuitul hidrologic. Totodată, o parte din apa râurilor este înghețată fiind oprită scurgerea. Cu cât temperaturile sunt mai scăzute și perioadele mai lungi cu atât volumul stocat va fi mai mare.

În sfera factorilor climatici amintiți, scurgerea minimă este influențată și de alți factori geografici cum ar fi: roca, relieful, acoperirea cu vegetație, activitățile antropice. În regiunile calcaroase, scurgerea minimă este puternic influențată de circulația apelor în carst (Drăgan, Iad, Crișu Pietros, Caraș, Olteț, Motru, Dâmbovița, Ialomița Superioară ș. a.).

În funcție de condițiile fizico-geografice, pe teritoriul României se întâlnesc trei categorii de artere hidrografice (fig. 5.8.):

- **râuri cu scurgere permanentă** – specifice regiunilor muntoase, cu bazine hidrografice mici (20-50 km^2) prezintă foarte rar fenomene de secare;
- **râuri cu scurgere semipermanentă** sunt considerate acelea la care fenomenul de secare apare o dată la doi-trei ani sau mai mulți, acestei categorii îi sunt specifice râurile subcarpatice și de podiș;
- **râurile cu scurgere temporară** sunt cele ce seacă în fiecare an pe perioade diferite, având apă numai atunci când se topește zăpada și în timpul ploilor cu intensități și durate mari. Astfel de fenomene sunt frecvente în Podișul Bârladului, partea de nord-vest a Câmpiei Moldovei, Podișul Getic, Câmpia Română dintre Desnățui și Vedea (fig. 5.8.);

În anii excesiv de secetoși, fenomenul de secare se produce și în bazine destul de mari ca suprafață: Başeu (945 km^2), Sărata (1354 km^2), Vedea (2500 km^2), Bârlad (4000 km^2).

BCU CLUJ / UNIVERSITY LIBRARY

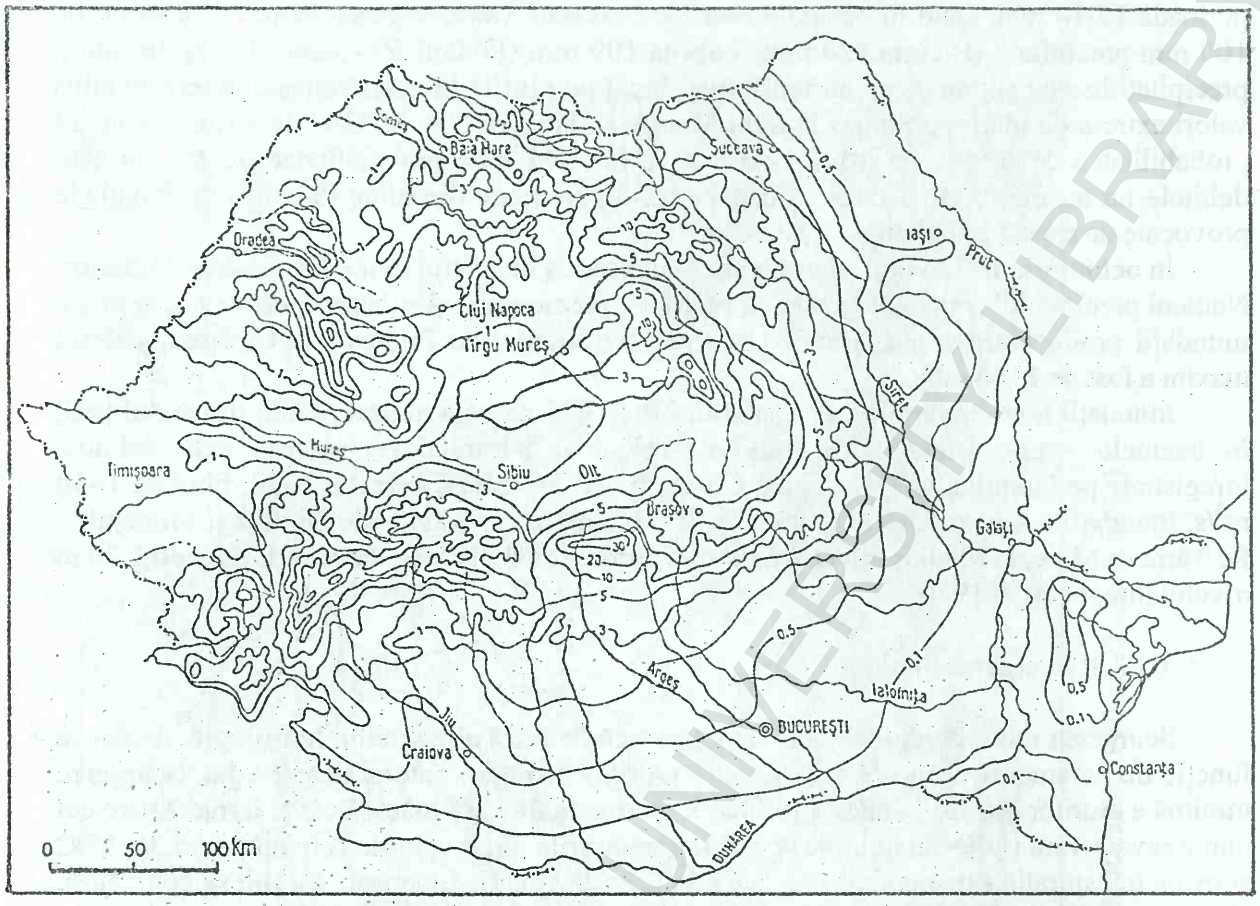


Fig. 5.7. Scurgerea medie minimă lunară (l/s/km^2) în perioada VI-VIII (Aneta Păduraru şi colab., 1973).

5.3.2.5. Tipuri de regim hidrologic

Criteriile pentru analiza regimului şi a tipurilor au fost cele stabilite de Ujvari (1972, 1980) cu referire la apele mari, viituri, ape mici, repartiţia scurgerii sezoniere şi sursele de alimentare.

Tipurile de regim hidric pe teritoriul României sunt determinate de două elemente esenţiale:

- prezenţa Carpaţilor care imprimă zonalitatea verticală a factorilor fizico-geografici;
- efectele climatice ale Mării Negre.

Funcţie de aceştia s-au identificat trei tipuri majore de regim hidric (macrotipuri): carpatic, pericarpatic şi ponto-danubian, fiecare cu mai multe subtipuri, în funcţie de particularităţile regionale (fig.5.9.).

Tipurile de regim carpatic se caracterizează prin zonalitatea verticală a elementelor de regim hidric. Creşterea altitudinii imprimă următoarele aspecte:

- creşterea duratei perioadei cu ape mici de iarnă;
- scăderea frecvenţei viiturilor de iarnă;
- creşterea duratei apelor mari nivopluviale de primăvară şi întârzierea începutului lor;
- întârzierea sfârşitului de topire a zăpezii, încât la altitudini de peste 1200-1400 m apele mari de primăvară sunt continuate direct de ape mari pluvionivale de vară.

Tipul de regim carpatic se diferenţiază spaţial funcţie de expoziţia versanţilor faţă de direcţia circulaţiei atmosferice.

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

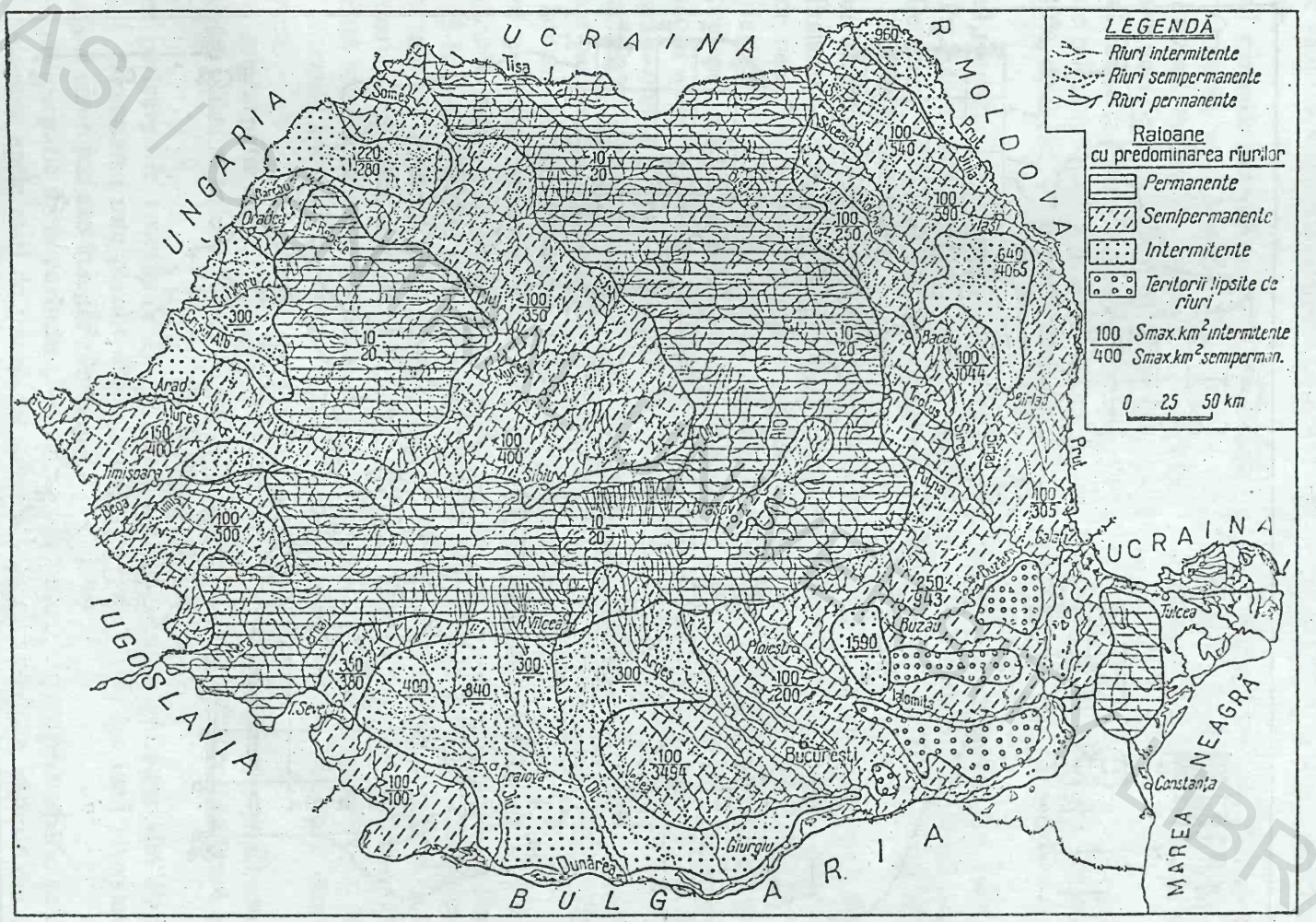


Fig. 5.8. Harta secării râurilor din România (Ujvari şi colab., 1972).

BCU IAŞI / LIBRARY

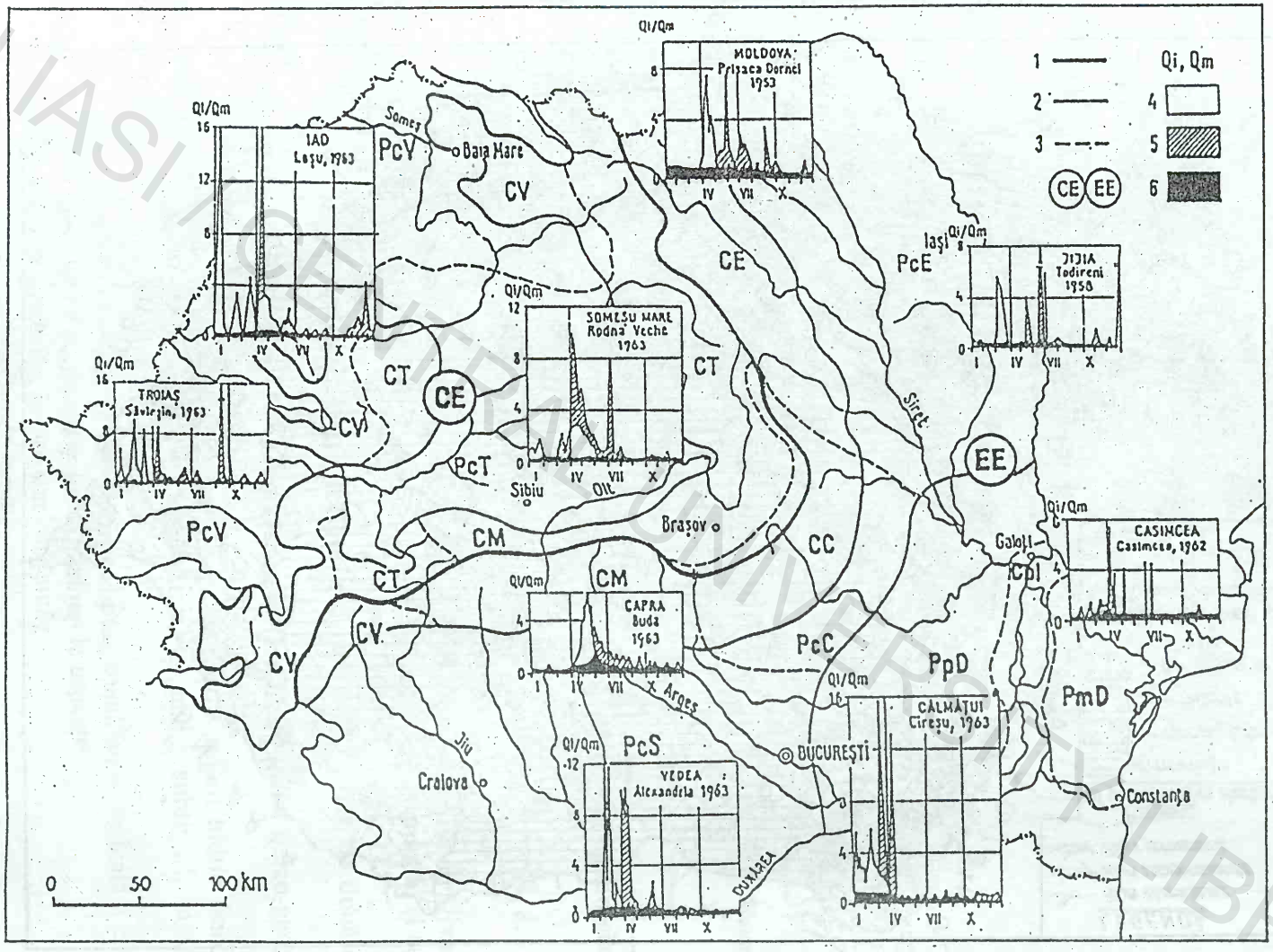


Fig. 5. 9. Tipuri de regim ale râurilor (Geografia fizică a României, vol. I): 1, limită de provincie climatică (CE central european; EE est european); 2, limită de tip major; 3, limită de tip minor; 4, alimentare nivală; 5, alimentare pluvială; 6, alimentare subterană (Qi debit mediu zilnic; Qm debit mediu anual; PcC tipuri de regim hidric

BCU IASI CENTRU UNIVERSITAR LIBRARY

Tipul carpatic vestic (CV) este răspândit în: grupa nordică a munţilor vulcanici, pe versanţii vestici ai Munţilor Apuseni, în Munţii Banatului, cu unele prelungiri şi pe versantul sudic al Munţilor Vâlcanului. Trăsătura principală o constituie începutul timpuriu al apelor mari de primăvară (durează lunile martie-aprilie). Urmează viiturile de la începutul verii care se transformă în ape mari. Din iulie până în noiembrie urmează perioada apelor mici, după care au loc viituri de toamnă cu o frecvenţă de 35-40%. Iarna se pot forma viituri catastrofale nivopluviale.

Tipul carpatic transilvan (CT) este caracteristic râurilor de pe versanţii vestici ai Carpaţilor Orientali, estul Munţilor Apuseni şi nordul Carpaţilor Meridionali cu obârşii sub 1600 m. Prezintă asemănări cu tipul carpatic vestic, cu excepţia perioadei de iarnă, când domină apele mici de iarnă (frecvenţa viiturilor nivopluviale fiind 10-20%).

Tipul carpatic estic (CE) include arealul estic al Carpaţilor Orientali. Se distinge prin ape mari de primăvară-vară şi alimentare pluvial moderată. Viiturile din august au frecvenţă mare 30-40%, devenind în unii ani dominante. Apele mici au durată lungă în perioada rece a anului.

Tipul carpatic de la curbură (CC) este specific Carpaţilor Curburii dintre Trotuş şi Teleajen. Prezintă asemănări cu cel carpatic transilvan, cu deosebirea că viiturile din august sunt mai frecvente. În timpul iernii, datorită proceselor föhnale, viiturile au frecvenţă de 35-40%.

Tipul carpatic meridional (CM) caracteristic pentru râurile dintre Culoarul Timiş-Cerna şi Prahova. Prezenţa masivelor alpine impune un subtip de regim alpin inferior la altitudini de peste 1600 m cu dominarea alimentării nivale foarte bogate specifică râurilor: Prahova, Ialomiţa, Dâmboviţa, Argeş, Oltul mijlociu, Jiu, Sebeş, Strei, Cerna (sunt caracteristice apele mari de primăvară-vară). Viiturile de iarnă lipsesc la altitudinile mari, iar la cele mijlocii ajung la 25-35%. Se conturează două perioade cu ape scăzute: iarna şi la trecerea vară-toamnă.

Tipurile de regim pericarpatic sunt caracteristice râurilor din regiunile de dealuri subcarpatice piemontane şi de podiş şi câmpii care înconjoară inelul carpatic, unde efectele zonalităţii latitudinale se resimt dar nu în măsura celor altitudinale.

Tipul pericarpatic vestic (PcV) este răspândit în vestul ţării (Dealurile şi Câmpia Banato-Crişană), sudul Olteniei. Prezintă intensă instabilitate a regimului de iarnă când se formează 35-40% din volumul scurgerii anuale. Sunt frecvente viiturile de iarnă nivopluviale şi pluviale care au frecvenţă până la 60-70%, ce favorizează excesul de apă în sol pe suprafeţe mari. După apele mari de primăvară care se produc în februarie, cu frecvenţă de 60%, urmează ape scăzute de primăvară care se termină odată cu apariţia viiturilor din lunile mai-iunie. Urmează ape mici de vară-toamnă, iar la începutul sezonului rece apar din nou viituri pluviale.

Tipul pericarpatic sudic (PcS) prezintă asemănări cu PcV, însă din cauza accentuării continentalităţii climei se reduce ponderea scurgerii de iarnă şi creşte cea de primăvară şi de vară.

Tipul pericarpatic transilvan (PcT) domină în cea mai mare parte din Podişul Transilvaniei. Alimentarea este pluvionivală şi se caracterizează prin ape mari nivopluviale în luna martie şi viituri mai ales în lunile mai-iunie.

Tipul pericarpatic de la curbură (PcC) reprezintă tranziţia între pericarpatic sudic şi estic. Sunt frecvente apele mari de primăvară (60-70%) şi, de asemenea, viiturile din tipul iernii.

Tipul pericarpatic estic (PcE) este caracteristic Podişului Moldovei şi Subcarpaţilor Moldovei până la altitudini de 700-800 m. Se caracterizează prin ape mici de iarnă, de lungă durată, ape mari nivopluviale în martie, ape scăzute de primăvară, viituri la începutul verii şi o lungă perioadă cu ape mici de vară-toamnă.

BU IAŞI / FF / UNIVERSITY LIBRARY

Tipurile de regim ponto-danubiene (PD) sunt prezente în partea estică a țării (Bărăgan, Câmpia Siretului inferior, Podişul Dobrogei). În această zonă stratul de zăpadă fiind redus, frecvența apelor mari de primăvară este scăzută. Acestui areal îi sunt caracteristice trăsături de regim torențial, cu viituri. Alimentarea este pluvionivală şi în Dobrogea pluvial moderată.

Tipul de regim torențial prepontic danubian (PpD) se aseamănă cu tipul PcS, numai că apele mici de primăvară au frecvență mai redusă.

Tipul de regim torențial premaritim dobrogean (PmD) are un regim puternic dezordonat, cu concentrarea scurgerii în perioada rece a anului şi în luna martie. În Dobrogea sudică viiturile apar cu caracter episodic.

5.3.3. *Bilanțul apei*

Problema bilanțului apei a fost tratată în diverse lucrări de specialitate de către Ujvari (1957, 1972, 1983). Ecuația de bilanț a apei cuprinde următorii parametri: precipitațiile medii (X_o) care constituie intrările şi se consumă în procesele de formare a scurgerii de suprafață (S_o). în scurgerea subterană (U_o) şi prin evapotranspirație (Z_o). Resursele de apă rămase în bazinele de recepție după formarea scurgerii de suprafață reprezintă umectarea globală a terenului ($W_o = U_o + Z_o$).

Scurgerea superficială şi cea **subterană** formează împreună **scurgerea medie globală** ($Y_o = S_o + U_o$). Variația pe teritoriul României a componentelor bilanțului hidric se datorează scăderii generale a umidității de la vest spre est, zonalității verticale şi efectului de adăpost a reliefului în calea circulației atmosferice. Scăderea precipitațiilor de la vest la est este evidentă, încât diferența dintre valoarea scurgerii din vestul țării şi dn estul țării la altitudinea de 1200 m depăşeşte 100%.

Scurgerea superficială (S_o) reprezintă aproximativ 60-70% din scurgerea globală în munți, 67-73% în regiunile de dealuri şi în jur de 70-80% în regiunile de câmpie.

Cât privește sursele de alimentare ea are caracter pluvionival şi pluvial moderat la altitudini de 1500-1600 m şi nivopluvial şi nival moderat odată cu creşterea altitudinii. În regiunea de câmpie alimentarea pluvială scade până la apariția tipului nivopluvial din cauza condițiilor nefavorabile a formării scurgerii de suprafață în perioada caldă.

Scurgerea subterană (U_o) are valori de circa 500 mm la altitudini mari ale Carpaților şi scade la 5-10 mm în regiunile de câmpii slab drenate. Gradienții creşterii scurgerii subterane cu altitudinea variază între 5-25 mm/100 m în raport cu expoziția versanților față de circulația atmosferică.

Evapotranspirația (Z_o) este funcție atât de potențialul evaporației cât şi de cantitatea umidității solului capabilă să se evapore. În Carpați, valorile evapotranspirației scad cu altitudinea de la 550 mm la circa 250-300 mm în etajul alpin. Pe versanții estici ai Carpaților, la aceeaşi altitudine aceasta are valori mai ridicate cu 10-30 mm față de cei vestici, datorită proceselor de încălzire catobatică. În regiunile cu valori mari ale evaporației potențiale (700-800 mm/an) evapotranspirația este redusă datorită cantităților mici de precipitații. De aceea pe teritoriul României, evapotranspirația maximă este în regiunile piemontane, unde precipitațiile egalează potențialul evaporației.

Umezirea totală a terenului (W_o) crește cu altitudinea până la 500-600 m, de unde se observă o scădere bruscă a gradienților în arealul cu exces de umiditate montană. Ponderea scurgerii în câmpie este în jur de 1% din W_o şi crește în altitudine atingând 50-65%.

Bilanțul hidric global de pe teritoriul țării reflectă intrazonalizatea lui, datorită prezenței Carpaților care contribuie la creşterea precipitațiilor cu circa 150-200 mm față de valorile zonale (fig.5.10).

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

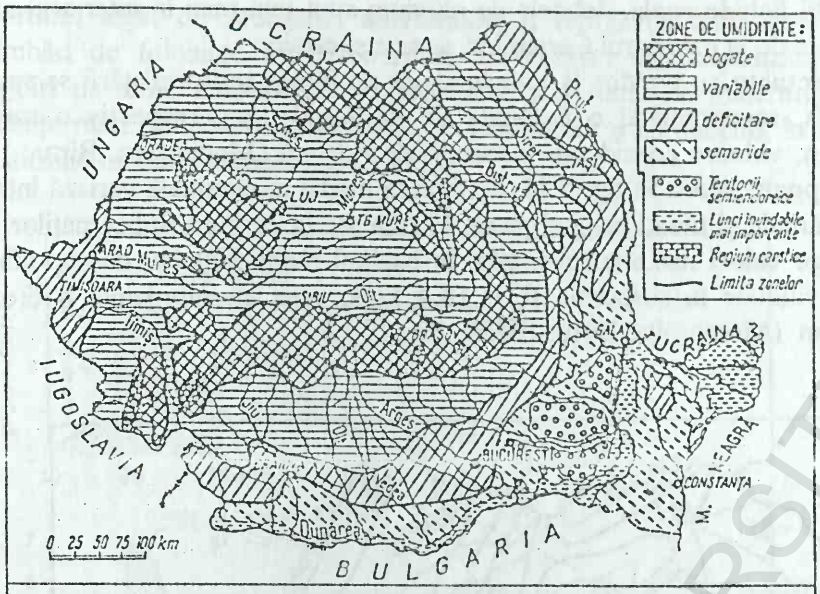


Fig. 5.10. Zonele de umiditate din România (Ujvari, 1972).

SIMBOL	ZONĂ DE UMIDITATE	INDICE DE ARIDITATE $\frac{E_0}{X_0}$	VALORI CARACTERISTICE ALE COMPONENȚILOR BILANȚULUI HIDROLOGIC							
			X_0 (mm)	Y_0 (mm)	Z_0 (mm)	η_0 –	S_0 (mm)	U_0 (mm)	W_0 (mm)	K_z –
UB	Umiditate bogată	<0,8	700–1600	200–1400	200–510	0,25–0,90	150–900	50–500	580–700	0,50–0,90
UV	Umiditate variabilă (subumedă)	0,8–1,2	500–800	30–300	500–600	0,10–0,30	25–250	10–150	450–650	0,80–0,99
UD	Umiditate deficitară	1,2–1,5	475–550	20–50	450–510	0,05–0,10	15–40	5–10	450–530	>0,97
SA	Semiaridă (stepă)	1,5–2,5	350–500	5–25	350–475	<0,05	0–20	<10	350–500	<0,99

În prezent, aproximativ 18% din scurgerea hidrică este captată şi folosită în alimentarea cu apă potabilă, industrială, la irigaţii. Din aceasta, circa 11% se reîntoarce în circuit (reţeaua hidrografică) restul se pierde prin evapotranspiraţie.

Scurgerea naturală a început să fie modificată încă din secolul al XVIII-lea, odată cu lucrările ameliorative din Banat, apoi lucrările desfăşurate ulterior (lucrări hidroameliorative din Lunca Dunării, lucrări de terasări, despăduriri, irigaţii).

5.3.4. *Scurgerea aluviunilor*

Cunoaşterea scurgerii aluviunilor în râuri a constituit o preocupare pentru diverşi specialişti (hidrologi, hidrotehnicieni, agronomi, silvicultori) cantitatea aluviunilor reflectând starea de degradare a terenurilor. Între cei care au abordat acest aspect la nivelul întregii ţări remarcăm pe C. Diaconu (1964, 1971), Mociornița, Birtu (1987).

Din analiza datelor cuprinse la transportul de aluviuni se desprind câteva caracteristici:

- un prim aspect îl constituie valorile şi repartiţia teritorială a scurgerii medii multianuale de aluviuni pe teritorii restrânse, cât şi pe întreaga ţară;
- în lungul principalelor râuri se constată o bună corelaţie între valorile medii multianuale ale debitelor solide în suspensie (R) şi debitele lichide (Q) (Siret, Argeş, Mureş, Olt, Someş, Jiu); aceste râuri au bazine complexe cu izvoare în regiunea de munte şi se dezvoltă în zonele de deal şi podiş;
- corelaţia dintre debitele de apă şi de aluviuni în suspensie de-a lungul acestor râuri indică o creştere a gradientului de variaţie a debitelor de aluviuni în suspensie cu debitele de

BCU CLUJ-NAPOCA BABEŞ-BOLYAI UNIVERSITY LIBRARY

apă la trecerea râurilor din regiunea de munte în regiunea de deal cu eroziune mare şi din nou o scădere în regiunea de câmpie;

- la debitele medii lichide egale, debitele de aluviuni sunt mai mici în interiorul arcului carpatic în raport cu cele de la exteriorul Carpaţilor, sudice şi estice;

Determinările efectuate au condus la concluzia că pe întreg teritoriul ţării se scurg în medie circa 1550 kg/s, reprezentând o cantitate de 48,9 mil. t/an, respectiv o scurgere specifică r=2,06 t/ha·an, valoare considerată deosebit de ridicată (Mociornița, Birtu, 1987). Teritorial, aşa cum se poate vedea în fig. 5.11, scurgerea medie multianuală variază între 0,5 t/ha·an în zonele de câmpie şi munţi înalţi şi peste 25 t/ha·an la curbura Subcarpaţilor, zonă în care eroziunea atinge valori maxime (exemplu, în bazinul râului Câlnău, cu suprafaţa de 207 km^2 valoarea aluviunilor în suspensie R = 18,4 kg/s, ceea ce reprezintă o eroziune specifică r = 28,1 t/ha·an (Mociornița, Birtu, 1987).

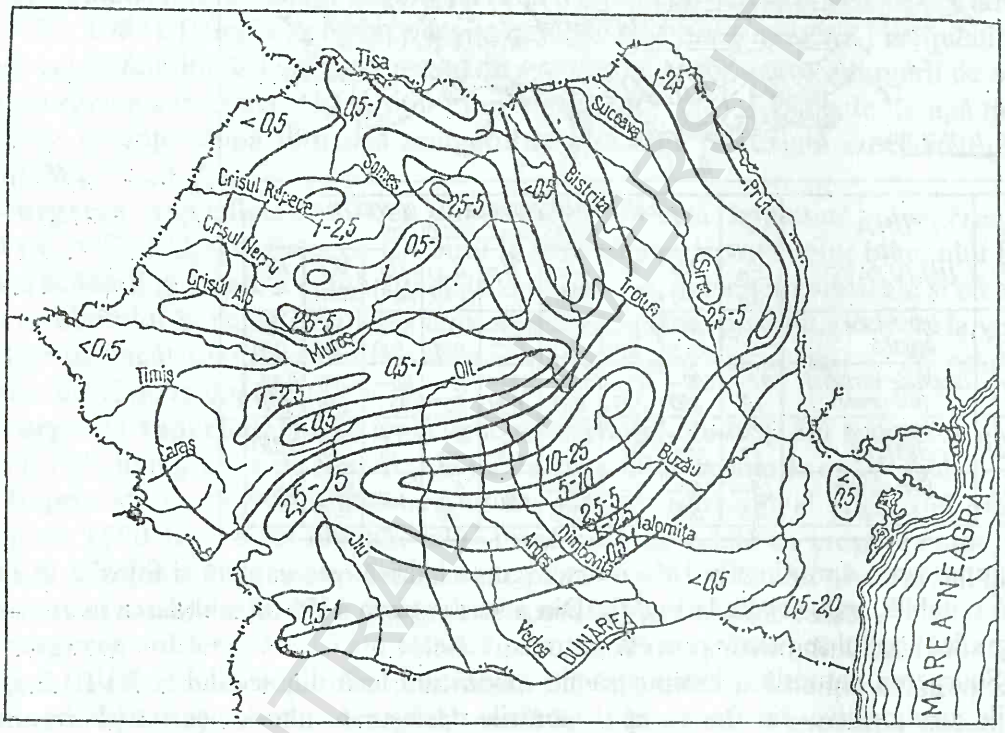


Fig. 5.11. Zonarea scurgerii medii multianuale specifice de aluviuni în suspensie (tone/ha/an) (Mociornița, Birtu, 1987).

Dacă se analizează bazine mici, valorile depăşesc 100 t/ha·an, ajungând chiar la 400-500 t/ha·an (Diaconu, Geografia României, vol. I). Scurgerea solidă din regiunea Subcarpaţilor de Curbură se datorează eroziunii accelerate determinată de alcătuirea litologică cu roci friabile, mobilităţi tectonice ridicate, despăduririlor şi folosirii neraţionale a terenurilor. Aportul cel mai mare în formarea scurgerii de aluviuni în suspensie revine Subcarpaţilor cuprinşi între Motru şi Oituz, care deşi reprezintă numai 12% din suprafaţa ţării, contribuie cu 40% din totalul scurgerii de aluviuni în suspensie pe întreg teritoriul.

Pe zone de relief, calculele efectuate au arătat că zona de munte (peste 800 m) reprezintă 20% din suprafaţa ţării participă cu 55% la volumul scurgerii lichide şi numai 14% din cantitatea aluviunilor în suspensie, în timp ce zona de dealuri (200-800 m) reprezintă 40% din suprafaţa ţării şi participă cu 35% din scurgerea totală de apă şi cu circa 73% din cea de aluviuni în suspensie.

BCU IAŞI CENTRALA UNIVERSITY LIBRARY

Zona de câmpie (sub 200 m) reprezintă 40% din suprafață și are un aport minim atât la formarea scurgerii lichide (10%) cât și la formarea celei de aluviuni 13%. Un aspect important, legat de scurgerea aluviunilor, îl reprezintă influențele antropice (despăduriri, schimbări de folosințe ale terenurilor, agrotehnici necorespunzătoare, lucrări de minerit, îndiguiri de albii, amplasarea de balastiere ș.a). Industria mineritului se dovedește a avea influențe mari, îndeosebi în bazinele de exploatare a cărbunelui, în acest sens bazinul Jiului constituind un bun exemplu (fig. 5.12).

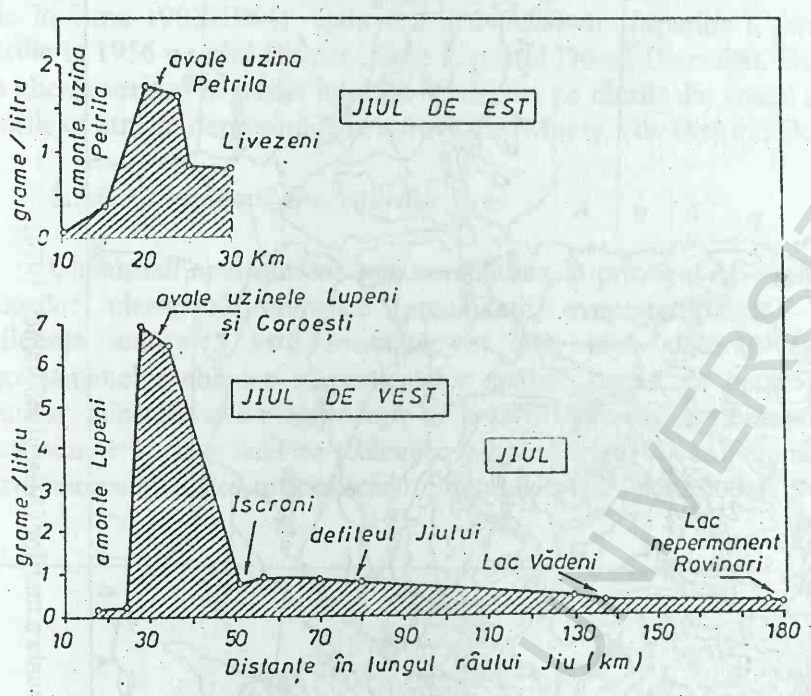


Fig. 5.12. Încărcarea cu aluviuni a apei Jiului în avale de stațiile de preparare a cărbunelui (Rădoane et al., 1997) .

5.3.5. *Regimul termic și de îngheț*

Temperatura apei în râuri este strâns legată de temperatura aerului, la care se adaugă unele condiții locale (carst, deversări de ape industriale calde ș. a.). Temperatura medie anuală a râurilor variază între 4°C, în zonele montane și 12°C în cele de câmpie, cu un gradient termic care este 1°C/100 m (până la altitudinea de 400 m), iar peste 400 m este de 0,33°C/100 m. Izoterma de 4°C corespunde cu altitudinea de 1600 m, cea de 7°C înconjoară Carpații, iar cea de 12°C, este caracteristică câmpiilor din sudul și vestul țării (fig. 5.13)

Temperaturile maxime ale apei râurilor se produc vara iulie-august și variază între 12-22°C, în regiunea muntoasă, 18-30°C, în arealul dealurilor mai înalte și între 25-35°C, în regiunile de podiș și câmpie.

Temperaturile minime ale apei râurilor se produc în intervalul decembrie-martie, variind, cu unele excepții, între 0°C și -2°C. Urmare a temperaturilor coborâte din sezonul rece apar și fenomenele de îngheț. În apariția acestora un rol important îl are zonalitatea verticală a temperaturii aerului și circulația maselor de aer. Masele de aer arctice din perioada rece determină fenomene de îngheț pe râurile din nordul și nord-estul țării. În schimb, circulația vestică și sud-vestică contribuie la diminuarea acestor fenomene pe râurile din vestul țării. Înghețul din albiile râurilor este influențat și de factorii locali (alimentare subterană), izvoare carstice, deversări de ape industriale etc.). Dintre fenomenele de îngheț cele mai frecvente sunt gheața la mal, ace de gheață, gheața de fund, năboi, scurgerea sloiurilor. În mod normal, gheața de mal și sloiurile apar pe majoritatea râurilor în luna decembrie.

BUCHAREST CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

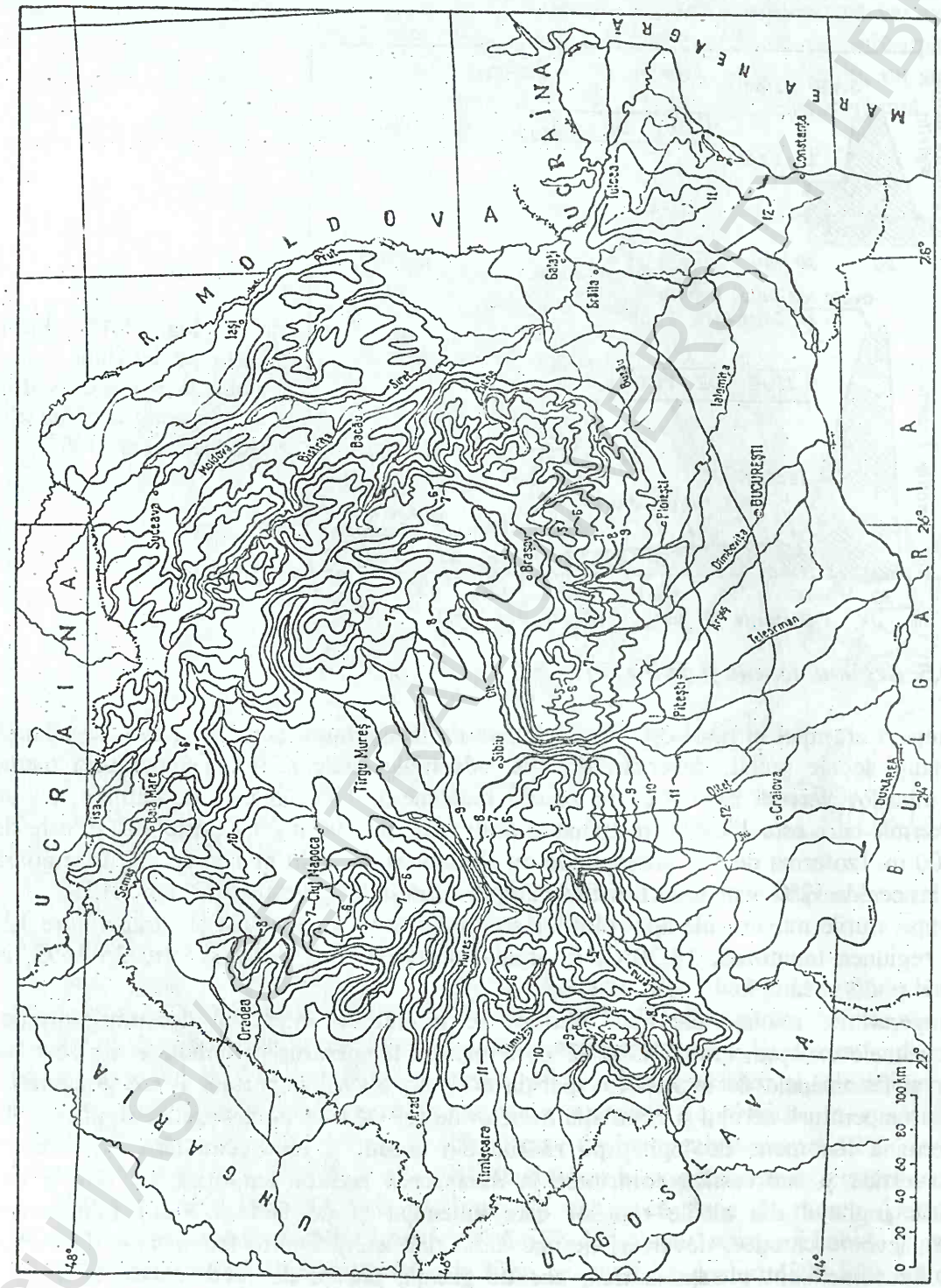


Fig. 5.13. Temperatura (°C) medie anuala a raurilor (Atlasul Romaniei, 1974)

BCU IASI UNIVERSITY LIBRARY

Fenomenul se propagă dinspre zonele montane spre cele de câmpie, dar şi dinspre nord-est spre sud-vest şi vest, încât pe râurile din nord-estul ţării data medie de apariţie a îngheţului poate începe din ultima decadă a lunii noiembrie.

Podul de gheaţă reprezintă cea mai stabilă formaţiune de gheaţă. Prezintă durată şi grosimi variabile, grosimea lui depinzând de factorii amintiţi. Astfel, aceasta variază în medie între 20-40 zile pe râurile din vestul ţării şi 60-80 de zile pe cele din depresiunile intramontane. Au existat şi ani în care podul de gheaţă s-a menţinut peste 100 de zile (exemplu, pe Bistriţa Aurie s-a menţinut 117 zile, în iarna 1953-1954; pe Oltul Superior 114 zile în iarna 1963-1964). Data cea mai târzie de dispariţie a podului de gheaţă a fost 13 aprilie în 1956 pe râul Bistriţa Aurie la postul Dorna Giumalău. Durata totală a formaţiunilor de gheaţă variază în medie între 20-40 de zile pe râurile din vestul ţării şi peste 100 de zile pe râurile ce străbat depresiunile intramontane (Mureş, Olt, Bistriţa, Dorna).

5.3.6. *Chimismul apei râurilor*

Chimismul apei râurilor este condiţionat în principal de compoziţia chimică a rocilor şi solurilor, elementele climatice (precipitaţii, evapotranspiraţie), hidrologice şi antropice. Influenţa antropică este resimţită tot mai mult datorită apelor uzate evacuate, a îngrăşămintelor chimice şi pesticidelor spălate parţial de apele meteorice. Pe majoritatea râurilor, mineralizarea medie creşte de la izvor spre vărsare, exceptând râurile a căror izvoare sunt situate în zone salifere (Râmnicu Sărat, Sărata) a căror mineralizare scade; Bârladul, a cărui mineralizare creşte apoi scade, Siretul datorită unor afluenţi.

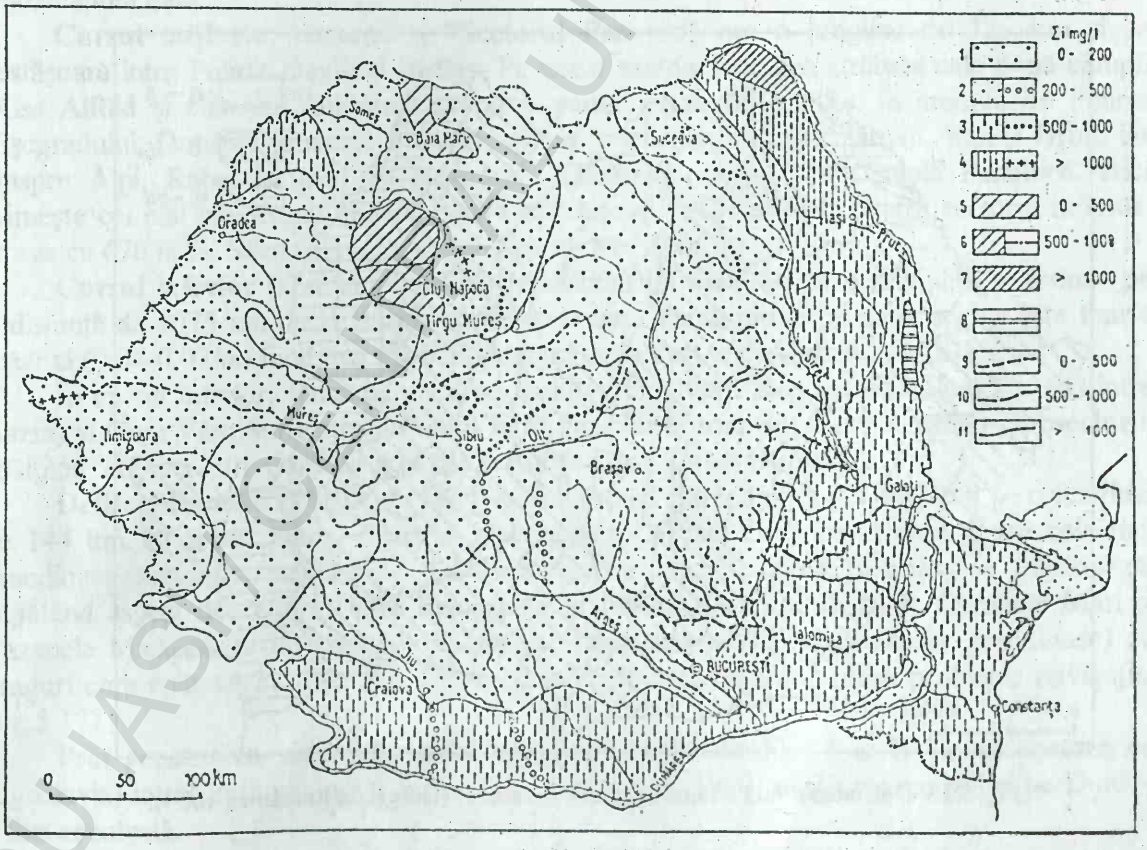


Fig. 5.14. Tipurile hidrochimice ale râurilor (Geografia Romaniei, vol. I): 1-4, bicarbonatice; 5-7, sulfatice; 8, mixt; 9-11, clorurice.

BCU IASI UNIVERSITY LIBRARY

Conform clasificării adoptate, râurile din țara noastră sunt grupate în ape bicarbonatice, clorurice, sulfatice, mixte, funcție de ponderea anionică și calcice, magneziene și sodice, ponderea cationică (fig. 5.14).

Râurile bicarbonatice ocupă zona cea mai extinsă din țară (90%), cele mai frecvente fiind apele bicarbonatice calcice, după care urmează bicarbonatice, sodice (cursurile inferioare ale: Bârladului, Argeșului, Vedei, Teleormanului, Mureșului). Pe anumite sectoare de râuri se întâlnește tipul bicarbonatic în care predomină magneziul (Bârladul Superior, Vasluiețul). Mineralizarea acestui tip hidrochimic crește odată cu scăderea altitudinii, de la sub 100 mg/l la peste 500 mg/l.

Râurile sulfatice ocupă arii mai restrânse (circa 7% din teritoriu) prezintă mineralizări între 500-1000 mg/l. În această grupă sunt cuprinse râuri din Munții Apuseni și Podișul Transilvaniei (Someșul Mic, Someșul Rece, Bistrița, Almeș, Foriza); Câmpia Moldovei unde sunt legate de prezența gipsurilor.

Râurile clorurice au un caracter azonal, fiind legate de prezența formațiunilor salifere. Se întâlnesc la exteriorul Carpaților (Trotuș, Slănic, Oituz, Tazlău, Putna, Milcov, Râmnicu Sărat, Buzău, Călmățui, Ialomița, Cricovu Sărat ș. a.) dar și în interiorul Podișului Transilvaniei (Mureș pe anumite sectoare, Târnava Mică).

Duritatea totală a apei din râuri este rezultatul concentrației sărurilor de calciu și magneziu. Prezintă influență asupra calității apelor, asupra posibilității folosirii lor în scopurile casnice, industriale, irigații. Valorile medii ale durității totale oscilează între 4,2 și 24°G, iar cele extreme determină pe râurile din România sunt cuprinse între 1,52°G (Bâlea la Cârtișoara) și 53°G (Ialomița la Coșereni) (fig.5.15). Cu excepția unor factori locali, duritatea totală are o zonalitate altitudinală.

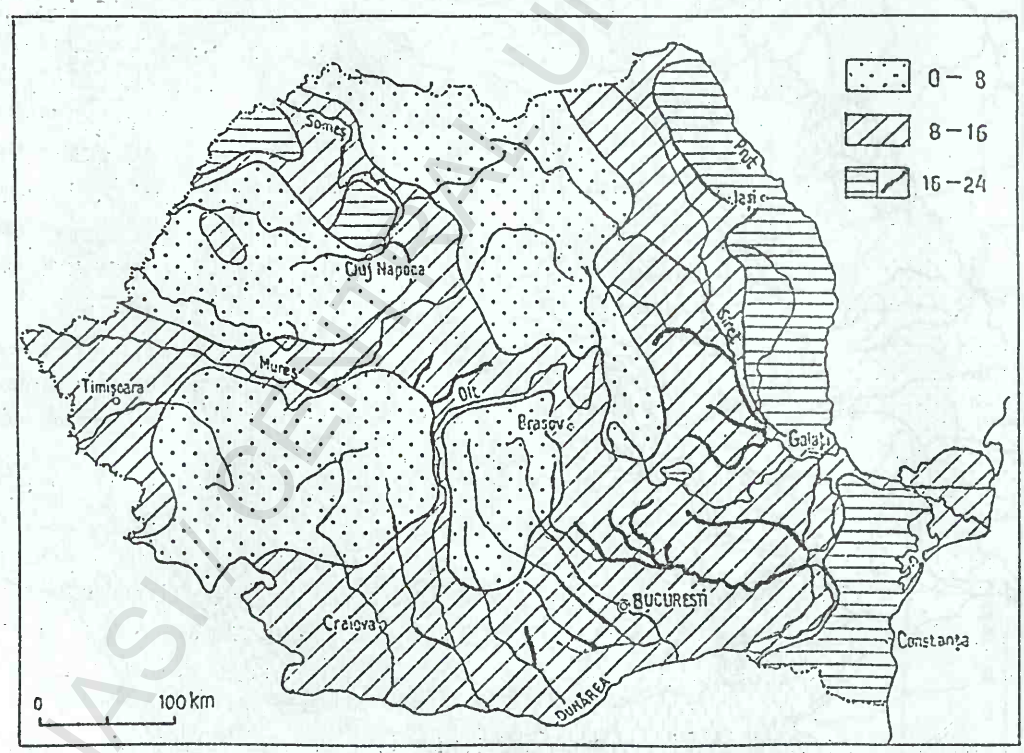


Fig. 5.15. Duritatea totală a râurilor (grade germane) (Geografia României, vol. I).

Ape cu **duritatea mică** (<8°G) se întâlnesc în arealul carpatic pe roci metamorfice și eruptive unde mineralizarea este sub 200 mg/l (Dorna, Neagra, Lotru, Sebeș, Jiul Superior,

cursul superior al Crişurilor). Aceste ape constituie resursele cele mai favorabile pentru alimentarea localităţilor şi a unor sectoare industriale exigente la calitatea apei.

Ape cu **duritate mijlocie** (8-16°G) sunt cele mai frecvente. În această grupă se includ râurile cu bazine hidrografice dezvoltate pe depozite neogene şi cuaternare. Au mineralizarea cuprinsă între 200-800 mg/l (Siret, Buzău, Putna, Teleorman etc.), iar în regiunea muntoasă se includ râurile dezvoltate pe roci mezozoice bogate în carbonaţi de calciu şi magneziu (Trotuş, Prahova, Azuga etc.).

Ape cu **duritate mare** (18-25°G) includ râurile clorurice sulfatice şi bicarbonatice cu mineralizare peste 600 mg/l (Siret, Bârlad, Râmnicu Sărat, Cricovul Sărat).

5.3.7. *Dunărea*

Dunărea constituie al doilea fluviu din Europa, după Volga, având o lungime de 2860 km şi un bazin hidrografic cu o suprafaţă de 805 300 km^2. Izvorăşte din Munţii Pădurea Neagră (Germania), de sub vârful Kandel (1241 m) şi se formează din unirea celor două râuri Breg şi Brigach. Se varsă în Marea Neagră, prin cele trei braţe: Chilia, Sulina, Sf. Gheorghe, după ce udă teritoriul a nouă state. Diferenţierile morfohidrografice din lungul Dunării impun împărţirea cursurilor în trei sectoare distincte: superior, mijlociu, inferior (fig. 5.16).

Cursul superior (Dunărea Superioară) se extinde între izvoare şi Poarta Devin, pe o lungime de 1060 km, cu o pantă medie de 0,6-0,9‰. Primeşte afluenţi a căror obârşie este în mare parte pe flancul nordic al Alpilor (Günz, Mindel, Riss, Iller, Isar, Würm, Inn). Dintre aceştia Innul este cel mai important, având la vărsarea în Dunăre un debit de 810 m^3/s (mult mai mare decât al Dunării, 660m^3/s). În aval de Ulm, Dunărea devine navigabilă pentru ambarcaţiuni mici.

Cursul mijlociu, denumit şi "Sectorul Panonic", are o lungime de 725 km şi se desfăşoară între Poarta Devin şi Baziaş. Pe acest sector, Dunărea străbate cele două câmpii (Kiss Alföld şi Câmpia Panonică) având o pantă medie de 0,08‰. În amonte de Poarta Vişegradului, Dunărea primeşte trei afluenţi mai importanţi dinspre Carpaţi, Vah şi Hron, iar dinspre Alpi, Raba. În aval de Budapesta Dunărea pătrunde în Câmpia Panonică. Aici primeşte cei mai importanţi afluenţi care-i stabilesc şi tipul de regim pentru sectorul inferior: Drava cu 670 m^3/s, Sava cu 1460 m^3/s şi Tisa cu 814 m^3/s.

Cursul inferior (Dunărea Pontică) reprezintă ultima porţiune a fluviului, se întinde pe o distanţă de 1075 km de la Baziaş până la vărsare. Panta râului pe acest sector este foarte scăzută (0,04-0,07‰) fiind mai mare în Defileul de la Porţile de Fier (0,2-0,4‰).

În cursul inferior, Dunărea prezintă patru subsectoare şi anume: Defileul Dunării între Baziaş şi Gura Văii; Subsectorul Pontic între Drobeta-Turnu Severin şi Călăraşi; Subsectorul "bălţilor" cuprins între Călăraşi şi Brăila şi Subsectorul Deltei Dunării.

Defileul Dunării (Porţile de Fier) se desfăşoară între Baziaş şi Gura Văii pe o lungime de 144 km. În acest sector, Dunărea traversează Carpaţii constituind unul dintre cele mai grandioase sectoare transversale din Europa. Pe anumite porţiuni valea se îngustează, căpătând aspect de canion (între Plavişeviţa şi Ieşelniţa) aici situându-se Cazanele Mari şi Cazanele Mici. Pe întreg sectorul de defileu alternează adâncituri (marmite grandioase) cu praguri care apăreau în albie sub forma unor "colţi" stâncoşi şi puneau probleme navigaţiei (fig.5.17).

Prin construirea sistemului hidroenergetic Porţile de Fier I şi II (în colaborare cu Iugoslavia) intrat în funcţiune în anul 1971 şi, respectiv 1990, problema navigaţiei pe Dunăre a fost rezolvată.

BCU ALEXANDRU IOAN CUZA LIBRARY

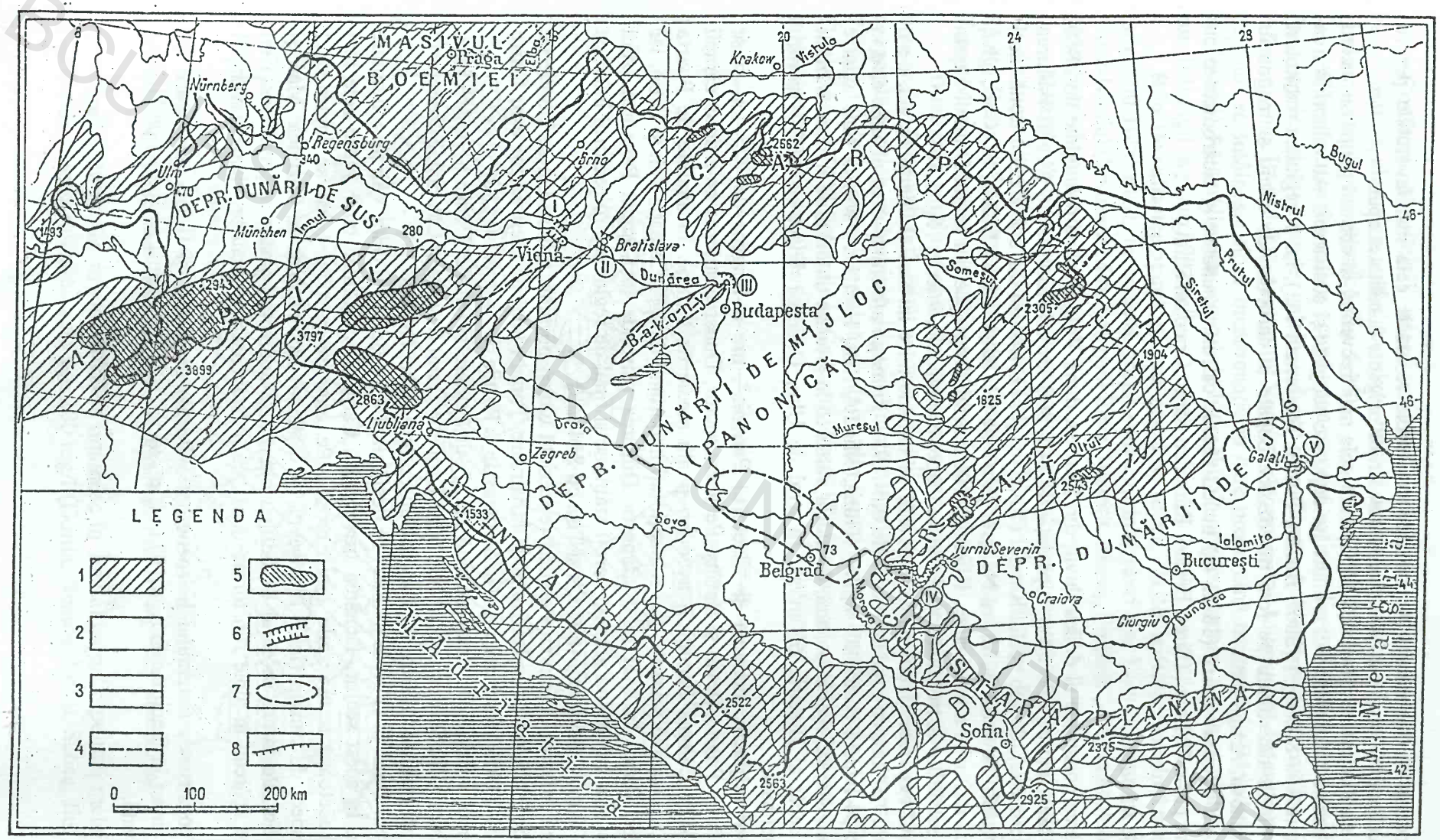


Fig. 5.16. Bazinul hidrografic al Dunării (Geografia văii Dunării românești, 1969). 1, munți; 2, depresiuni (campii și dealuri); 3, limita bazinului hidrografic al Dunării; 4, subdiviziuni ale bazinului Dunării; 5, precipitații peste 1400 mm; 6, defilee; 7, zone de convergență a râurilor; 8, canal navigabil Dunăre-Rin; 8, defileele Dunării de la I. Viena, II. Bratislava; 3, Vișegrad; 4, Porțile de Fier; 5, Galați.

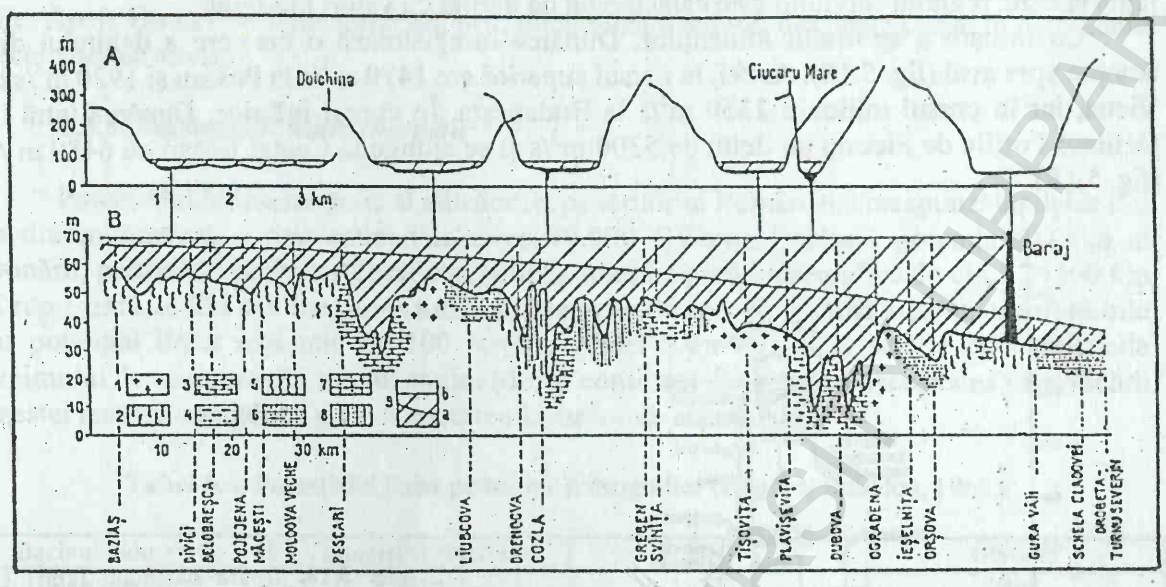


Fig. 5.17. Sectorul de defileu al Dunării între Baziaş şi Drobeta Turnu Severin (Sencu, Zăvoianu, 1969): A. Profile transversale; B. Profil morfologic longitudinal. 1, eruptiv; 2, şisturi cristaline; 3, calcare; 5, şisturi argiloase calcaroase, 6, conglomerate, gresii, pietrişuri, nisipuri argiloase; 7, gresii calcaroase; 8, conglomerate, şisturi argiloase ardeziene, erupţii de porfire şi porfirite, piroclastite şi porfire cuarţifere; 9, a, nivelul mediu multianual al Dunării şi spaţiul ocupat de apă; b, nivelul lacului de baraj.

Subsectorul Pontic al Dunării se extinde între Drobeta Turnu Severin şi Călăraşi (566 km). Prezintă o vale asimetrică, cu malul drept abrupt (Podişul Prebalcanic) şi cel stâng jos, cu luncă largă şi o succesiune de terase fluviale. Panta albiei este foarte mică (0,045‰-0,06‰) ce au favorizat formarea unor ostroave. Albia minoră a Dunării, la niveluri medii, prezintă lăţimi de 950-1000 m, iar lunca între 4-13 km. În cuprinsul luncii s-au aflat numeroase lacuri cele mai multe fiind desecate. În acest subsector Dunărea primeşte pe partea stângă mai mulţi afluenţi dintre care mai importanţi sunt: Jiul (90m^3/s), Oltul (179m^3/s), Argeş (65m^3/s), iar dinspre dreapta pe: Timok (40m^3/s), Isker (57m^3/s), Iantra (42m^3/s).

Subsectorul bălţilor cuprins între Călăraşi şi Brăila (195 km). Aici Dunărea se despleteşte şi include între braţele sale principale, Balta Ialomiţei (Borcei) şi Balta Brăilei, de altfel, acestea fiind nişte insule îndiguite şi desecate.

Balta Ialomiţei este cuprinsă între Dunărea Veche şi Borcea. Balta Brăilei este încadrată de braţele Turceasca-Măcin la contactul cu Dobrogea şi Cremenea, Calia, Asopea, pe care se scurge 70% din debitul Dunării fiind folosite în navigaţie. În acest sector, Dunărea primeşte ultimii afluenţi de pe teritoriul românesc: Ialomiţa, Siret şi Prut. Între Brăila şi Ceatal Ismail, Dunărea curge într-o albie unitară cu lăţimi de 0,5-1,7 km şi adâncimi mari.

Subsectorul Deltei Dunării se desfăşoară de la prima bifurcaţie (Ceatal Ismail) între braţele Chilia (111 km lungime) în nord şi Tulcea (19 km) şi în continuare Sf. Gheorghe (116 km lungime) până la ţărmul Mării Negre. Între aceste braţe se extinde Delata, care are o suprafaţă de 2540 km^2 pe teritoriul ţării, fără complexul lacustru Razim-Sinoe. După 19 km, are loc a doua bifurcaţie cu desprinderea braţului Sulina (63 km lungime) pe care se desfăşoară navigaţia maritimă.

Debitul mediu anual al Dunării este la Ceatal Ismail de 6480 m^3/s, acesta fiind repartizat pe cele trei braţe astfel: Chilia 60%, Sfântu Gheorghe 21,2%, Sulina 18,8%.

Regimul hidric al Dunării se caracterizează prin importante variaţii de debite. Primăvara, se produc apele mari de primăvară. În cursul superior şi mijlociu acestea sunt în

lunile martie-aprilie, iar în cel inferior în luna mai. Alimentarea Dunării în cursul superior din zona alpină, determină ape mari şi în luna iulie. Toamna se produc apele mici de toamnă, iarna şi vara, regimul fluviului este caracterizat de debite cu valori moderate.

Ca urmare a aportului afluenţilor, Dunărea înregistrează o creştere a debitului din amonte spre aval (fig. 5.18). Astfel, în cursul superior are 1470 m^3/s la Passau şi 1920 m^3/s la Viena, iar în cursul mijlociu 2350 m^3/s la Budapesta. În cursul inferior, Dunărea intră în Defileul Porţile de Fier cu un debit de 5300 m^3/s şi se ajunge la Ceatal Ismail cu 6480 m^3/s (fig. 5.18).

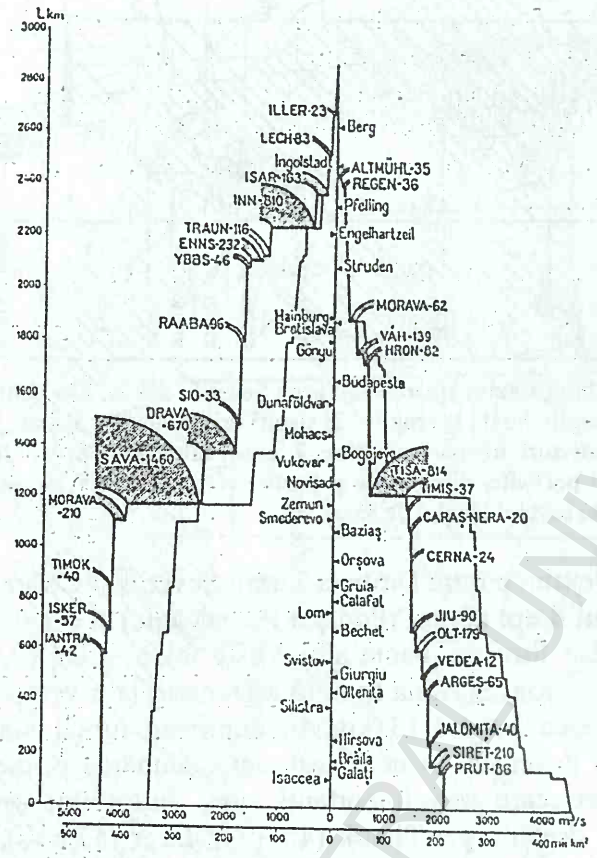


Fig. 5.18. Epura bazinului (km^2) şi debitelor (m^3/s) a fluviului Dunărea (Atlasul României, 1974).

Debitele maxime înregistrate pe Dunăre au fost de 15100 m^3/s la Orşova (13.04.1940), iar la Ceatal Ismail 15500 m^3/s (5.06.1970). Debitele minime se produc la apele mici de toamnă şi uneori iarna când ajung la valori foarte scăzute: 1250 m^3/s la Orşova (12.01.1954) şi 1350 m^3/s la Ceatal Ismail (X.1921).

Scurgerea solidă este în funcţie de debit şi creşte din amonte spre aval. Pe baza măsurătorilor existente, pentru perioada 1921-1960, rezultă următoarele valori: 1224 kg/s la Orşova, 2140 kg/s la Ceatal Ismail (turbiditatea medie 340 g/m^3 şi 67,5 mil.tone/an. Faţă de această valoare medie de aluviuni s-a scurs cel mai mare volum în 1941 (162,5 mil.tone) şi cel mai mic în 1990 (7,25 mil.tone) (vezi fig. 3.79) După anul 1960 se constată o scădere continuă a debitului solid.

Temperatura apelor Dunării este sub influenţa directă a temperaturii aerului şi într-o măsură mai mică sub cea a factorilor locali. Încălzirea apei începe din martie şi ţine până în august, după care urmează procesul de răcire. Temperatura medie anuală a apelor creşte din amonte spre aval: Ulm 8,5°C, Regensburg 10,2°C, Linz 9,2°C (influenţată de apele reci ale afluenţilor), Budapesta 10,9°C, vărsare în mare 17,2°C. Temperatura lunii ianuarie scade sub 1°C iar în luna cea mai caldă (iulie) 16,4°C Linz şi 26°C Orşova, Tulcea.

BCU "LUCIAN BLAGA" UNIVERSITY LIBRARY

Formațiunile de gheață pot să apară în prima decadă a lunii decembrie și până la începutul lunii martie. În iernile friguroase apare podul de gheață ce durează în medie 45-50 zile. Apele Dunării se caracterizează prin mineralizare redusă, dar poate crește în perioadele secetoase ale anului.

5.3.8. *Potențialul hidroenergetic*

Potențialul hidroenergetic al râurilor de pe teritoriul României, corespunzător debitului mediu multianual, a fost estimat la circa 70.000 GWh/an (inclusiv potențialul liniar al Dunării, partea României). Acesta corespunde unei lungimi hidrografice de circa 24400 km și reprezintă 21,2% din lungimea totală a cursurilor de apă. Nu au fost luate în calcul râurile cu potențial liniar mai mic de 100 Kw/km (tabel 5.4). Având în vedere caracteristicile regimului de scurgere din timpul anului (de tip continental) a rezultat necesitatea valorificării acestei resurse energetice prin construirea lacurilor de acumulare.

Tabel 5.4. Potențialul liniar pe bazine hidrografice (Bogdan, Spiridon, 1969).

Bazinul hidrografic	Lungimea râurilor	MW	GWh/an
Tisa superioară*	1010	320	2803
Someș (inclusiv Crasna)	1950	500	4380
Crișuri (inclusiv Barcău)	2234	280	2453
Mureș	3515	1080	9461
Timiș-Bega	842	203	17778
Afluenții Dunării între Timiș și Jiu	1114	283	2479
Jiu	1290	360	3154
Olt	2378	940	8234
Argeș	1150	365	3198
Ialomița	1150	250	2890
Siret	5100	1265	11081
Prut*	1395	56	490
Total râuri interioare	23128	5902	51701
Dunărea*	1245	2100	18396
Total România	24373	8002	70097

Tabel 5.5. Date privind potențialul liniar al râurilor din România (Bogdan, Spiridon, 1969).

Altitudinea (m)	Lungimea râurilor inventariate		Potențialul liniar mediu		
	Total (km)	%	MW	GWh/an	%
< 200	14 355	62,0	1170	10250	19,8
200-500	5 370	23,2	17770	15500	30,0
500-1000	2 395	10,4	15590	13950	27,0
> 1000	1 010	4,4	1370	12000	23,2
Total râuri	23 130	100	5900	51700	100

Dintre râurile cu un regim de scurgere mai echilibrat și, deci, avantajos pentru amenajările hidroenergetice se menționează Someșul, Mureșul, Oltul, Argeșul. Dunărea prezintă cele mai mari avantaje la acest gen de amenajare. Potențialul liniar al râurilor interioare la valori medii anuale ale debitului este de 51700 GWh/an și corespunde unei lungimi de circa 23130 km rețea hidrografică (tabel 5.5.). Teritorial, valorile cele mai ridicate sunt în zonele montane. În zonele intramontane, potențialul specific peste 500 Kw/km îl au tot râurile mari formate în regiunea muntoasă și care prezintă debite însemnate (Someș, Mureș, Olt, Argeș, Bistrița) (tabel 5.5).

Sectoarele de râu cu un potențial liniar mai mare de 500 Kw/km totalizează circa 3400 km (25950 GWh/an), reprezentând 15% din lungime și 50% din potențialul total. De reținut este faptul că potențialul liniar al Dunării reprezintă 24% din totalul de care dispune România, acesta fiind concentrat în special în defileul de la Porțile de Fier, unde pe anumite sectoare (între km 944-948) atinge valori foarte mari de până la 81800 Kw/km. În aval de Drobeta Turnu Severin potențialul liniar este sub 7500 Kw/km, iar în apropiere de confluența cu Siretul de 630 Kw/km, datorită pantei foarte mici.

Ca urmare a acțiunii de amenajare hidroenergetică în anul 1999 s-a ajuns la o putere instalată de 5804 MW* în 124 hidrocentrale, cea de la Porțile de Fier I fiind cea mai mare (2100 MW. Energia electrică realizată în centrale hidroelectrice a reprezentat în anul 1999 36,1% din totalul energiei produse.

5.4. Lacurile

5.4.1. *Tipuri de lacuri după geneza cuvetei și răspândirea lor teritorială*

Statisticile hidrologice consemnează pentru teritoriul României un număr de 3450 lacuri din care circa 1150 sunt antropice, suprafața lor totalizând 1,1% din suprafața țării. În general, la tipizarea lacurilor s-a folosit criteriul genezei depresiunii (cf. Gâștescu, 1961, 1963, 1971, Atlasul României).

O particularitate a lacurilor naturale o constituie pe lângă diversitatea tipurilor genetice și răspândirea lor în toate unitățile mari de relief.

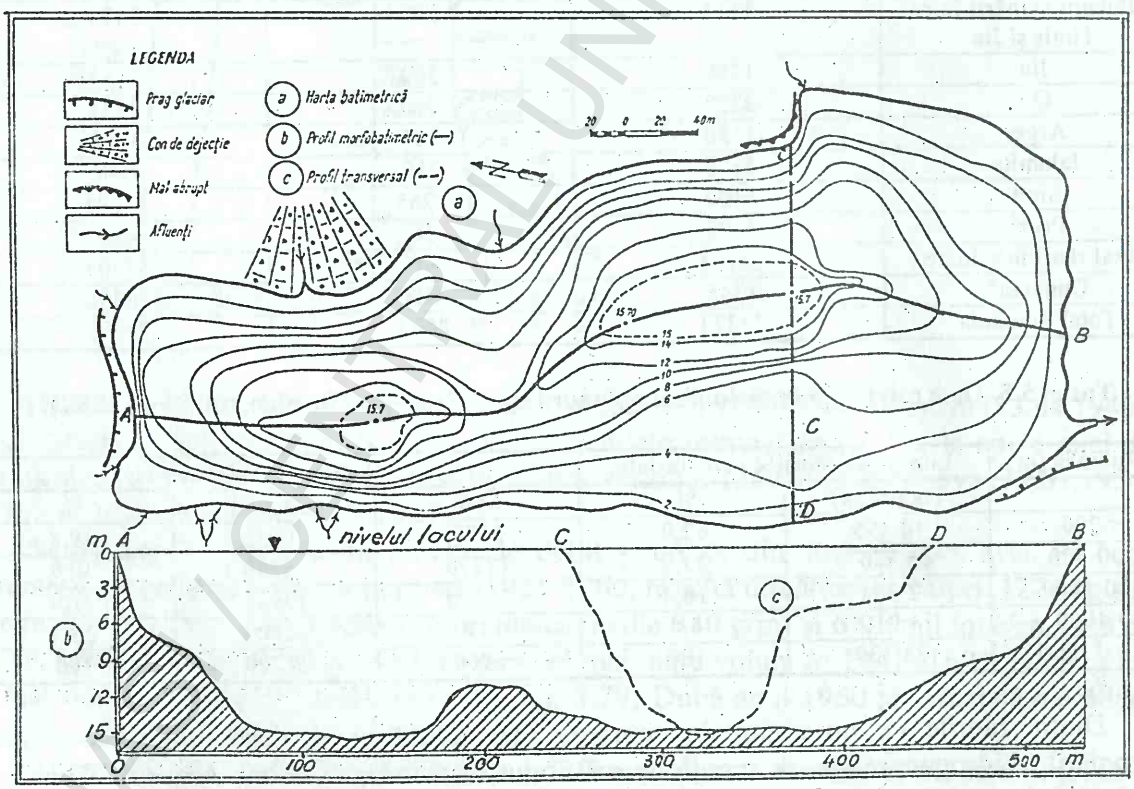


Fig. 5.19. Lacul Bucura, Munții Retezat (Pișota, 1971).

* Din The semicentennial of S.C. Construcția S.A. 1950-2000 Editura S.C. Hidroconstrucția S.A.

- **Lacurile glaciare şi periglaciare** sunt situate în regiunea montană, îndeosebi în etajul alpin şi se localizează în circurile şi văile glaciare. Cele mai numeroase lacuri de acest tip sunt în masivele montane înalte ce au fost afectate de glaciaţia pleistocenă: Munţii Retezat cu 58 lacuri dintre care Lacul Bucura este cel mai mare în suprafaţă (10 ha), iar Lacul Zănoaga cel mai adânc dintre toate lacurile naturale din ţară (fig. 5.19); Munţii Făgăraş cu 25 lacuri, mai importante fiind Bâlea, Podragu, Capra; Munţii Parâng cu 20 lacuri, cele mai mari fiind Câlcescu şi Lacul fără Fund; Munţii Rodnei cu 23 de lacuri dar de dimensiuni mici, mai importante sunt Lala Mare şi Buhăiescu. În număr mai redus, lacuri glaciare mai sunt şi în Munţii Maramureş, Şureanu, Cândrel, Godeanu, Ţarcu. Cel mai adânc dintre lacurile glaciare este Lacul Zănoaga din M. Retezat, cu adâncimea de 29 m (fig. 5.20).

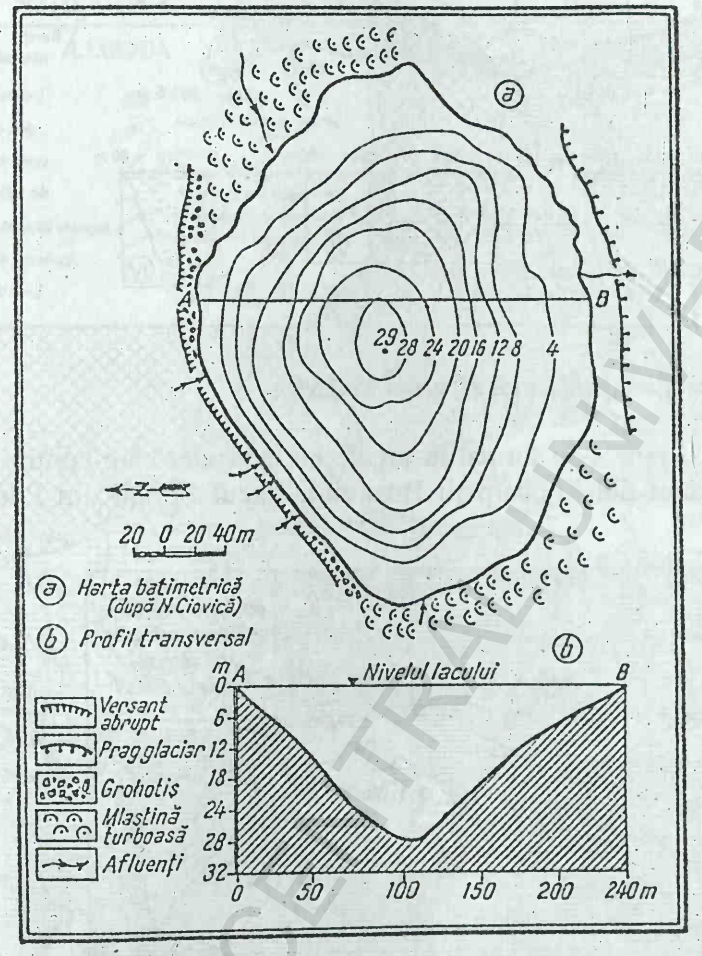


Fig. 5.20. Lacul Zănoaga, Retezat (Pişota, 1971).

- **Lacurile de nivaţie** se află tot în etajul alpin fiind asociate frecvent cu lacurile glaciare (Parâng, Retezat, Godeanu).

- **Lacurile carstice** sunt formate în depresiunile carstice, pe formaţiuni calcaroase, la altitudini mai joase (800-1200 m). ele pot fi permanente (Ighiu din Munţii Trascăului) şi temporare (Padiş, în Munţii Bihorului, Zăton şi Ponoare în Mehedinţi) (vezi fig. 3.28).

- **Lacurile vulcanice** (de crater) există doar unul singur: Lacul Sfânta Ana, situat în extremitatea sudică a Masivului Harghita (Craterul Ciomatu).

- **Lacurile de pe polițe structurale** s-au format în masivele muntoase constituite din formaţiuni sedimentare, în depresiunile de pe polițele structurale. Exemplu, Lacul Negru din Panteleu, Lacul Vulturilor din Siriu, Tău Mare din Bihor.

- **Lacurile de baraj natural** au apărut în urma barării naturale a unor văi, de către materialele surpate şi alunecate de pe versanţi. Dintre lacurile mai importante din această

categorie sunt: Lacu Roşu de pe valea Bicazului Superior, Lacul Cuejdel din bazinul râului Cuiejdiu (Munţii Stânişoarei) (fig. 5.21), Lacul Bălătău din bazinul râului Asău, Lacul Bisca fără Cale din Munţii Siriu, Lacul Betiş din Maramureş etc.

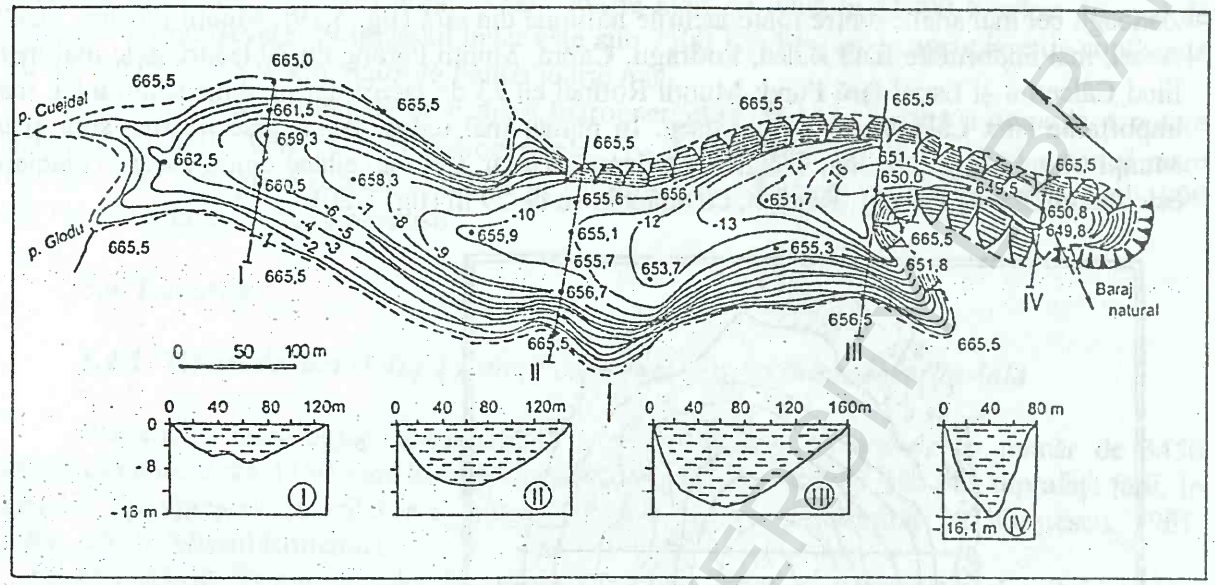


Fig. 5.21. Harta batimetrică a Lacului Cuejdel.

- **Lacurile pe depozitele de** gips s-au format în areale cu depozite care conţin gips (lacurile de la Vintileasca, Lopătari din Subcarpaţii Buzăului, Lacul Ştiucii din Podişul Transilvaniei).

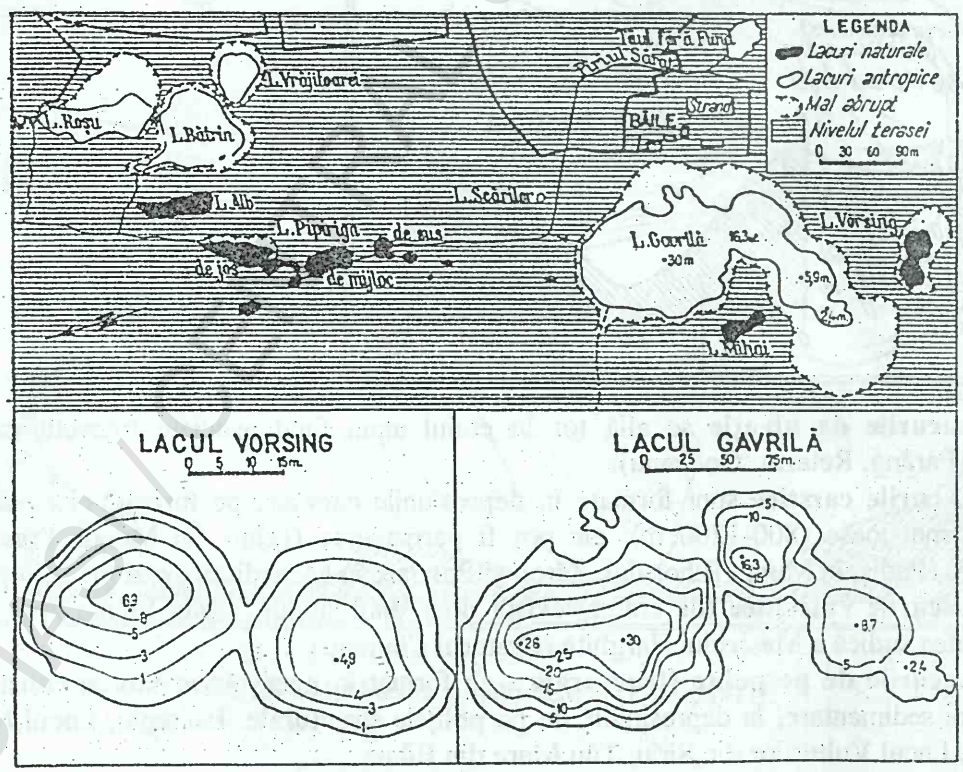


Fig. 5.22. Răspândirea lacurilor de la Ocna Şugatag (a) şi schiţele batimetrice ale principalelor lacuri (b) (Pânzaru, 1969).

- **Lacurile formate pe sare** sunt răspândite în arealul salifer (naturale şi antropice). Prezintă frecvenţă mai mare în Subcarpaţii Getici şi Subcarpaţii Curburii (Slănic şi Telega-Prahova; Ocniţa – Dâmboviţa; Ocnele Mari – Vâlcea; Săcele – Gorj); în diapirul Podişului Transilvaniei (Ocna Sibiului, Sovata, Praid, Ocna Dej, Cojocna, Turda, Ocna Mureşului) şi Depresiunea Maramureşului (Ocna Şugatag, Coştiui) (fig. 5.22).

- **Lacurile de luncă** reprezintă o consecinţă a proceselor de eroziune şi acumulare fluvială. S-au format fie în albia minoră în urma părăsirii acesteia prin autocaptări, fie prin umplerea cu apă (la revărsări) a unor albii părăsite sau chiar a unor mici depresiuni existente din luncile râurilor. Astfel de lacuri au avut cea mai mare frecvenţă în luncile: Dunării, Prutului, Siretului, Ialomiţei, Jiului, Mureşului, Someşului ş. a.

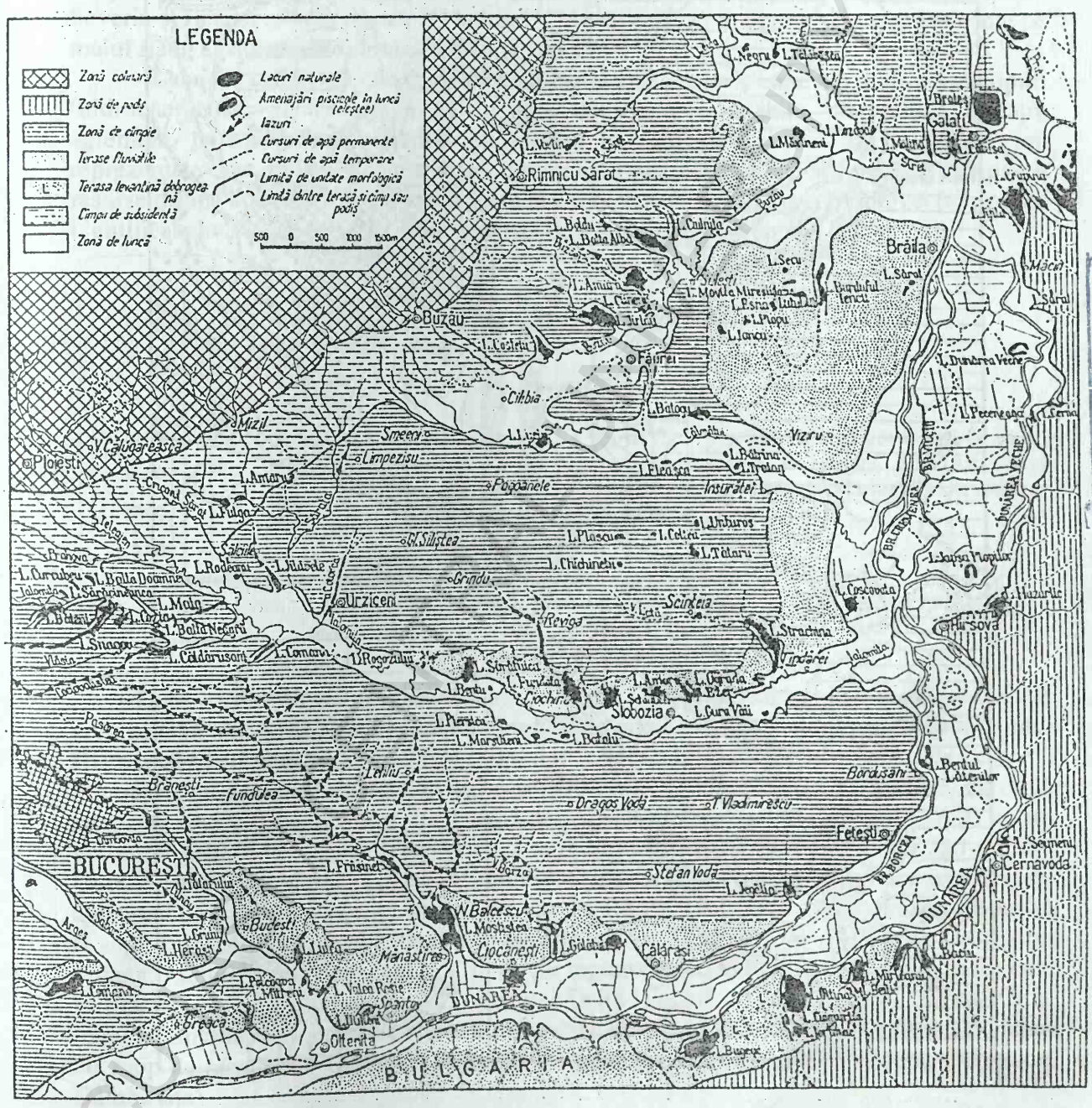


Fig. 5.23. Răspândirea lacurilor din Câmpia Română (partea estică) (Gâştescu, 1971).

BCU „M. EMINESCU" IAŞI GEOLOGIE-GEOGRAFIE

În Lunca Dunării au existat 700 de lacuri cu o suprafață totală de 920 km^2. În prezent există doar 20%, restul de 80% fiind desecate. Cele mai multe lacuri de luncă se întâlnesc în Delta Dunării, circa 670 totalizând 310 km^2.

- **Limanele fluviale** s-au format prin blocarea cu aluviuni a gurilor afluenților de către râul colector. Cele mai frecvente limane fluviale sunt în partea estică a Câmpiei Române (fig. 5.23) în lungul Dunării (Mostiștea, Bugeac, Ciamurlia, Mârleanu, Jijila, Crapina), Ialomiței (Ciolpani, Snagov, Căldărușani, Ciochina, Iezer, Strachina etc.), Buzăului (Coșteiu, Jirlău, Câineni, Amara, Balta Albă), Siretului (Mălina, Lazova, Cătușa).

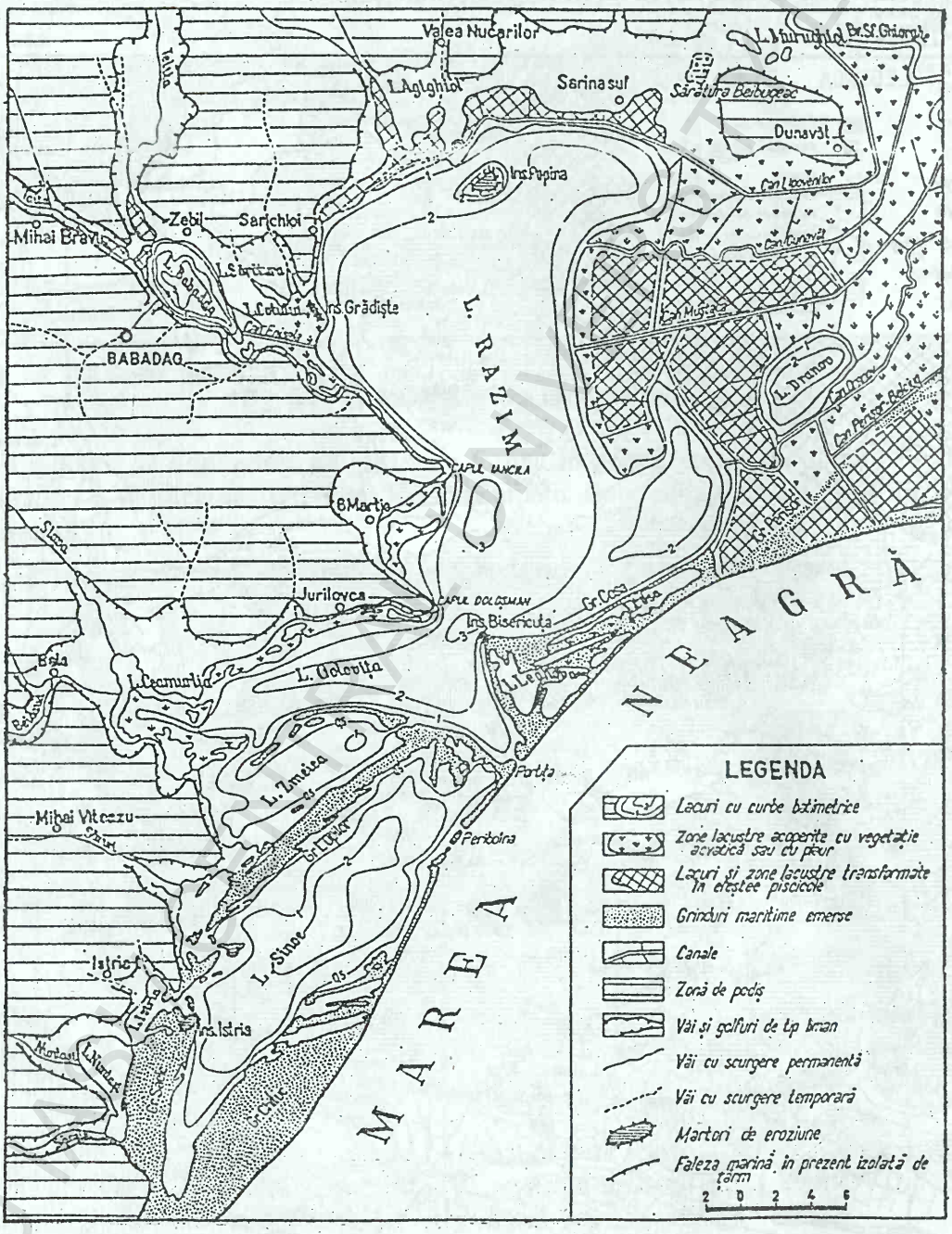


Fig. 5.24. Schița morfologică și batimetrică a complexului lacustru Razim-Sinoe (Gâștescu, 1971)

- **Limanele fluvio-marine** au luat naştere prin bararea vechilor râuri dobrogene afluente mării (lacurile Toşaul, Techirghiol, Tatlageac, Mangalia.

- **Lagunele marine** includ Complexul Razim-Sinoe, Siutghiol de pe litoralul Mării Negre (fig. 5.24).

- **Lacurile formate în depresiunile de tasare** deşi nu prezintă dimensiuni apreciabile (uneori peste 1km^2) ele se impun în peisaj prin numărul destul de mare. Sunt caracteristice părţii de nord-est a Câmpiei Române, mai importante fiind Ianca, Plopu, Movila Miresii, Tătaru Colţea, Pleşcu etc. (fig. 5.23).

- **Lacuri dintre dunele de nisip**, numite şi lacuri de baraj eolian (Roşu, 1980), reprezintă acumulări de apă în depresiunile dintre dunele de nisip. Cele mai multe au caracter temporar, dar există şi unele cu caracter permanent, în zona câmpiei dintre Drobeta Turnu Severin şi Bechet şi între dunele de la Reci. Cele cu caracter temporar sunt mai frecvente pe malul stâng al Jiului şi pe malul Călmăţuiului Brăilei.

- **Lacurile artificiale** (de baraj antropic) sunt amenajate de către om în diferite scopuri (hidroenergetice, pentru alimentări cu apă industrială şi potabilă, piscicultură, irigaţii, agrement, combaterea inundaţiilor etc.) Până în anul 1960, acest tip de lacuri erau reprezentate doar de iazurile amenajate în scop agro-piscicol în zonele de podiş şi câmpii cu resurse de apă deficitare. Regiunea cu cele mai multe iazuri era Câmpia Moldovei (unde s-au identificat circa 1000 vetre de iazuri) urmată de Câmpia Transilvaniei.

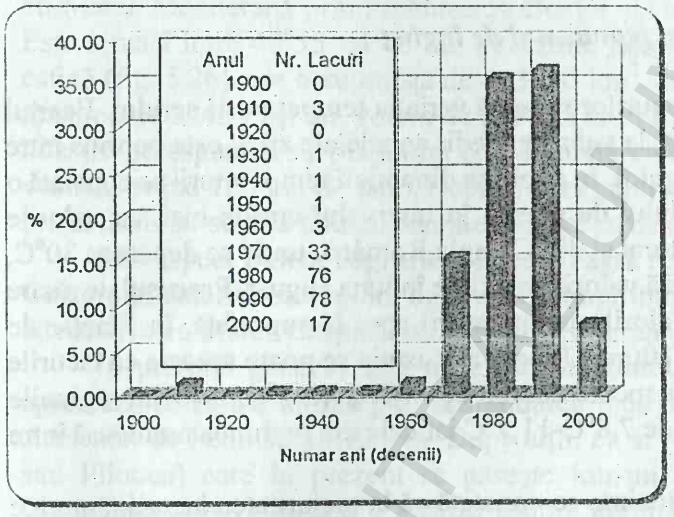


Fig.5.25. Ritmul construirii de baraje în România în secolul XX (date după Comitetul Român al Marilor Baraje, 2000).

După anul 1960 acţiunea amenajării de lacuri s-a intensificat atât în regiunile joase dar şi în cele montane, scopul fiind preponderent hidroenergetic. Amenajările au început pe râul Bistriţa cu Lacul Izvorul Muntelui (1230 mil.m^3), acesta fiind şi cel mai mare lac de pe apele interioare; au continuat pe Argeş, cu Lacul Vidraru (465 mil.m^3) apoi pe Dunăre, cu două lacuri amenajate în colaborare cu Iugoslavia. Alte lacuri mari sunt: Ciunget (Lotru) cu un volum de 340 mil.m^3, Siriu (Buzău) cu 216 mil.m^3, Fântânele (Someşu Cald) 220 mil.m^3, Gura Apelor (Râu Mare) 220 mil.m^3. Dintre acumulările realizate în scopul alimentării cu apă potabilă şi industrială sunt cele de pe râurile: Bârzava (Lacul Secu), Cerna hunedoreană (Lacul Teliuc-Ciuciş), pe Firiza (Lacul Strâmtori), pe Doftana (Lacul Paltinu), Uz (Lacul Poiana Uzului), Siret (Bucecea) ş. a. În unele regiuni desecate s-au amenajat eleştee în care se practică o piscicultură intensivă: Lunca şi Delta Dunării, Câmpia Banato-Crişană (Cefa, Inand, Tămăşda etc.). Pe unele artere hidrografice cu riscuri la inundaţii s-au făcut amenajări cu scop de atenuare a viiturilor, de apărare a unor localităţi (pe râurile Bahlui, Colentina, Dâmboviţa).

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

5.4.2. *Regimul hidric al lacurilor*

Regimul hidric al lacurilor este condiționat de caracterul excedentar sau deficitar al umidității regiunii geografice în care acestea se găsesc. Cum umiditatea este determinată de cantitatea precipitațiilor intrate și evaporație, bilanțul hidric al lacurilor este fie excedentar, fie deficitar (Gâștescu). **Bilanțul hidric excedentar** este caracteristic lacurilor din regiunea carpatică, subcarpatică și de podiș, unde precipitațiile sunt cuprinse între 600 și 1400 mm, iar evaporația între 300-600 mm/an, rezultând și un surplus de apă evacuat pe cale naturală (lacurile din Carpați).

Bilanțul hidric deficitar este specific lacurilor din regiunile joase (câmpii și parțial podișuri) unde precipitațiile variază între 350-600 mm/an și evaporare peste 600 mm/an. Pentru lacurile cu un bazin de recepție redus, tendința bilanțului hidric în ciclul anual este de a pierde apa prin evaporare până la secare (lacurile de crov din zona stepică).

Un aspect important legat de bilanțul hidric este acela că sub influențe antropice el a fost modificat. Un aport însemnat în acest sens l-a constituit extinderea irigațiilor care, în unele regiuni (Dobrogea) a contribuit la creșterea valorii componentelor scurgerii superficiale din bazinul hidrografic și al alimentării subterane. Astfel, Lacul Techirghiol, cunoscut prin nivelul său situat sub cel al Mării Negre (-1,64 m în 1953) a crescut continuu ajungând în prezent la +100 cm (Gâștescu, Driga, 1983).

5.4.3.*Temperatura apei lacurilor și fenomenul de îngheț*

Temperatura apei de suprafață a lacurilor reflectă variația temperaturii aerului. Ecartul de variație impus de zonalitatea verticală, la valorile medii anuale ale apei, este cuprins între 1,79°C la Lacul Bâlea și 11,07°C la Siutghiol. În evoluția dinamicii temperaturii se constată o creștere rapidă a ei după dispariția podului de gheață în intervalul aprilie-mai, cu valorile maxime în luna iulie, la lacurile de pe litoral și din Câmpia Română, unde se depășesc 30°C, iar lacurile din zona montană înregistrează valorile maxime în luna august. Procesul de răcire are loc în intervalul iulie-noiembrie. Valorile temperaturii apei la suprafață, în funcție de altitudine, indică un gradient de 0,49°C/100m. Urmare a acestuia se poate aprecia că lacurile din regiunea de câmpie au o temperatură medie anuală de 11,7°C-12,7°C, cele din regiunile de dealuri (cu altitudini până la 1000 m) de 7,8°C-11,7°C iar cele din regiunea muntoasă între 7,8°C-1,4°C.

În privința temperaturii apei în adâncime se constată că la majoritatea lacurilor are loc fenomenul de stratificație termică. În lacurile din arealele salifere se realizează fenomenul de heliotermie (specific lacului Ursu de la Sovata).

Fenomenul de îngheț și formarea podului de gheață este în strânsă legătură cu temperatura aerului sub 0°C și gradul de mineralizare a apei. Pentru lacurile din România durata podului de gheață variază între 20-180 zile pe an. Înghețul apare, în medie, în decembrie pentru lacurile din zona de câmpie și podiș și în noiembrie pentru cele din regiunea montană. Altitudinea reliefului se impune, înghețul este mai devreme în zona înaltă și întârzie pe măsură ce altitudinea scade. Fenomenul de iarnă dispare în februarie-martie, în zonele joase, respectiv aprilie-mai în cele înalte. Grosimea podului de gheață variază funcție de altitudine: 15-20 cm la lacurile de pe litoralul Mării Negre, 20-40 cm la cele de câmpie și podiș și 40-100 cm la lacurile din zona carpatică înaltă.

5.4.4.*Chimismul apei lacurilor*

Compoziția chimică și mineralizarea apei sunt subordonate zonalității verticale și depind de o serie de factori ca: litologia și tipurile de sol din bazinul de recepție, litologia

BCU Cluj / UNIVERSITY LIBRARY

cuvetei lacustre, condițiile climatice, ritmul de primenire a volumului de apă, caracteristicile morfologice și morfometrice ale bazinului de recepție. Funcție de existența celor două regiuni de umiditate (excedentară și deficitară) și de legile acumulării actuale a sărurilor se observă creșterea treptată a gradului de mineralizare a apei de la regiunea montană spre câmpie: lacurile glaciare 50-100 mg/l iar cele din regiunea de câmpie 1-2 g/l. Tipul hidrochimic de bază este cel bicarbonatat calcic uneori sodic sau chiar magnezian.

În regiunea de câmpie, în Podișul Dobrogei și pe litoral, în Lunca Dunării se găsesc și lacuri a căror mineralizare a apei este sub limitele normale (exemplu, limanele fluviale influențate de Dunăre, lacurile din Deltă, unde mineralizarea este între 300-500 mg/l corespunzător celor din fluviu.

În dealurile subcarpatice, podișuri se întâlnesc lacuri situate pe masivele de sare, care au grade de mineralizare foarte ridicate (ajungând până la saturație, 300 g/l) și tip hidrochimic clorurat-sodic pur (Sovata, Ocna Sibiului, Turda, Ocna Dej, Telega, Slănic-Prahova etc.). Față de lacurile din tipul hidrochimic bicarbonatat acestea pot fi considerate lacuri azonale.

5.5. Marea Neagră și litoralul românesc

Prin poziția geografică, Marea Neagră este o mare intracontinentală tipică, comunicând cu Marea Mediterană prin Strâmtoarea Bosfor și cu Marea de Azov prin Strâmtoarea Kerci. Este situată între 40°55' și 46°32' latitudine nordică și între 27°27' și 41°42' longitudine estică (fig. 5.26). are o suprafață de 413490 km^2, adâncimea medie fiind de 1282 m iar cea maximă de 2245 m și un volum de 529955 km^3. Morfologia fundului mării din dreptul țării noastre corespunde cu platforma continentală care este bine reprezentată în partea nord-vestică, având 180 km de țărm. Depresiunea centrală prezintă un relief aplatizat, legătura cu șelful făcându-se prin taluzul continental afectat de dislocații tectonice, canioane și alunecări.

Sub aspect **paleogeografic**, Marea Neagră reprezintă un rest din Marea Sarmatică. În Cuaternar, datorită oscilațiilor de nivel cu amplitudini de până la 130 m s-au stabilit legături alternative cu Marea Caspică sau Marea Mediterană.

În privința genezei sale nu există unanimitate de păreri. După unii cercetători se apreciază că ea s-a format prin scufundarea încă din Miocen a unui uscat ce lega Podișul Armeniei de Peninsula Crimeea. După alții, ea ar reprezenta un geosinclinal tânăr (Miocen sau Pliocen) care în prezent se găsește într-un stadiu de adâncire și lărgire. Pârvu și Cătuneanu (1989), făcând o analiză asupra argumentelor ce pot fi aduse în favoarea unei cruste oceanice din sectorul câmpiei abisale actuale au ajuns la concluzia că nu există o astfel de crustă, bazinul Mării Negre grefându-se probabil pe o crustă de tip continental pe care Cătuneanu a denumit-o „crustă euxinică". Aceasta reprezintă pentru șelful românesc terminația estică a Platformei Moesice situată sub apele Mării Negre. Caracteristic crustei este subțierea ei în ansamblu, spre zona profundă a mării, precum și efilarea treptată a stratului granitic în aceeași direcție. După autorii citați, pe locul actualei mări a existat un masiv denumit, „Masivul Median Euxinic" ce a constituit în intervalul Paleozoic-Cretacic inferior, o importantă sursă de material terigen pentru depresiunile adiacente. Trecerea de la Masivul Median Euxinic la bazinul Mării Negre s-a realizat printr-o inversiune de relief ce s-a produs din Albian până la sfârșitul Cretacicului. De-a lungul acestei perioade, suprafața masivului s-a scufundat, fapt ce a dus la apariția mai multor bazine mici, denumite „bazine inițiale incipiente". Treptat acestea s-au extins și s-au unit între ele, rezultând în final la sfârșitul Cretacicului, depresiunile unitare vestică și estică a Mării Negre. Începând cu apariția primelor bazine, teritoriul euxinic a fost implicat într-un proces de subsidență continuă, proces ce evoluează și în prezent. Informațiile seismice atestă faptul că subsidența a devenit mai activă la începutul Paleogenului, dovadă fiind depozitele paleocen-eocene din

zona profundă a depresiunii vestice a Mării Negre a căror grosime este estimată la cca 4 – 6 km. Datele geologice furnizate de forajele executate în cadrul şelfului românesc atestă că primul bazin incipient, individualizat pe teritoriul viitoarei depresiuni vestice a Mării Negre a funcţionat cel puţin din Albian.

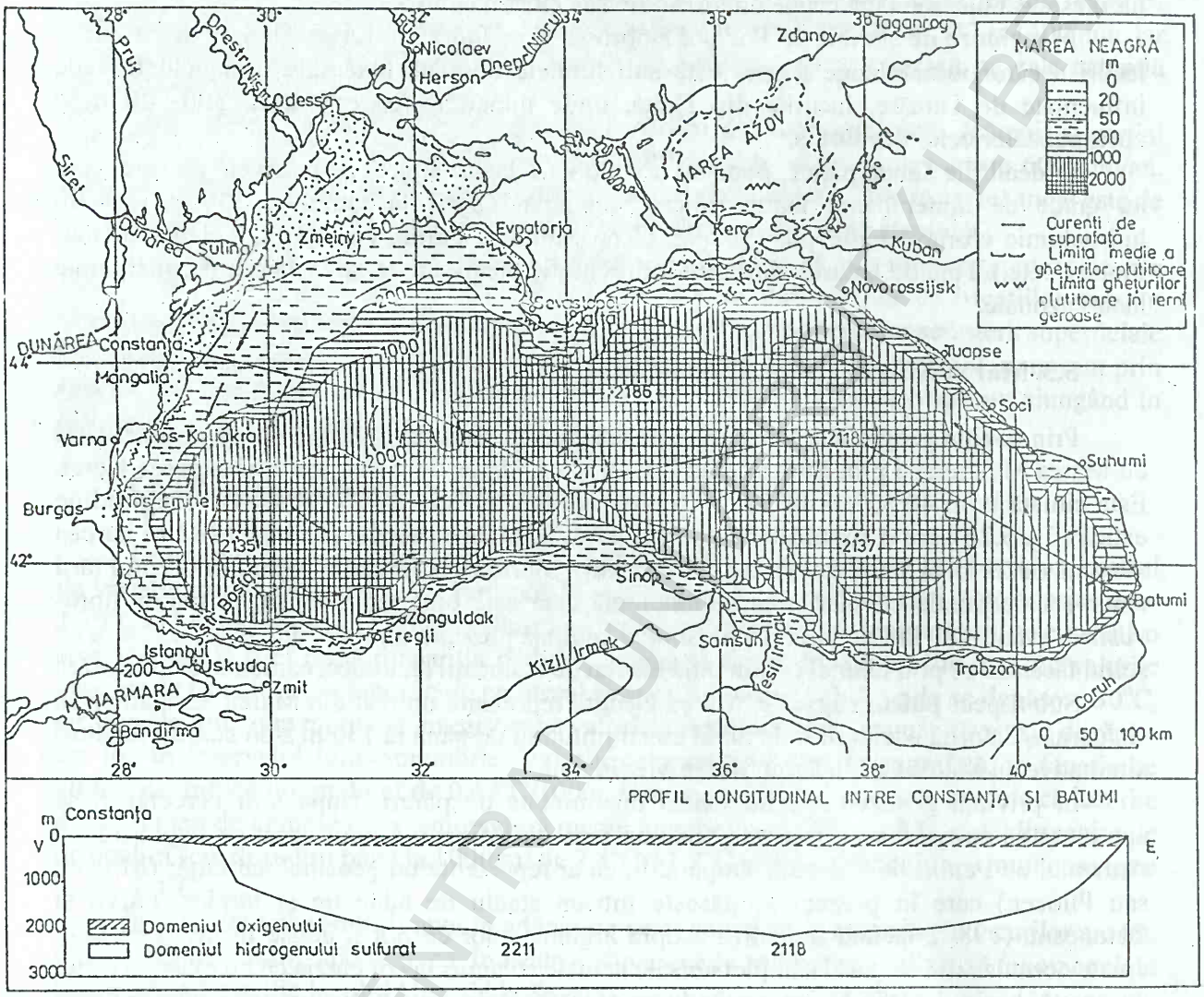


Fig. 5.26. Marea Neagră (Atlasul României, 1978)

Nivelul Mării Negre înregistrează şi oscilaţii de scurtă durată provocate de schimbarea formei suprafeţei libere sub influenţa acţiunii vântului (maxim 1,2 m), a seismelor şi mareelor acestea având amplitudini de 9-12 cm. Pe fondul acestor variaţii de nivel sezoniere şi anuale, Marea Neagră înregistrează şi o creştere de nivel lentă, apreciată la circa 30 cm/secol.

Bilanţul hidric este în concordanţă cu aportul fluvial estimat la 346 km^3/an, asigurat în cea mai mare parte de râurile din nord-vest (78%) din care Dunărea are contribuţia cea mai importantă; urmează ca pondere ţărmul caucazian dintre Strâmtoarea Kerci şi Capul Gonia (12%), ţărmul anatolian (7%), ţărmul Crimeei şi cel sud-vestic cu 3%. Cele două componente ale bilanţului hidric sunt inegale cantitativ, precipitaţiile 119 km^3 şi evaporaţia 332 km^3, ceea ce reflectă condiţiile climatului temperat-continental.

BCU "AS" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Schimbul de apă cu Marea Mediterană este estimat la 229 km^3 la aport şi 372 km^3 la pierderi. **Temperatura medie anuală** din stratul de suprafaţă a apei variază între 11°C în nord-vest şi 16°C în sud-est lângă Batumi (fig. 5.26). În timpul anului cele mai mari temperaturi sunt caracteristice lunii august (mediile oscilând între 21,5-25,5°C, iar cele mai reci în februarie (între 0°C-8°C). De remarcat că iarna, când apele mării ating valori negative, în părţile de nord şi nord-vest ale bazinului se formează gheaţă la mal şi sloiuri plutitoare (fig. 5.26).

Pe verticală, se remarcă mai multe orizonturi termice a căror grosime este variabilă. De la suprafaţă până la 60 m temperatura apei urmăreşte variaţiile termice ale aerului, scăzând până la 7-8°C. Între 60-80 m adâncime este un strat cu apă mai rece (5-7°C) ce prezintă o grosime de 5-20 m. Este bine conturat în verile ce urmează unor ierni foarte reci şi dispare la sfârşitul sezonului cald. Sub stratul de apă rece temperatura creşte din nou până la adâncimea de 450 m, atingând 9°C, valoare ce se menţine până spre fundul mării, unde se constată o uşoară încălzire cu circa 0,1-0,2°C (fig. 5.27).

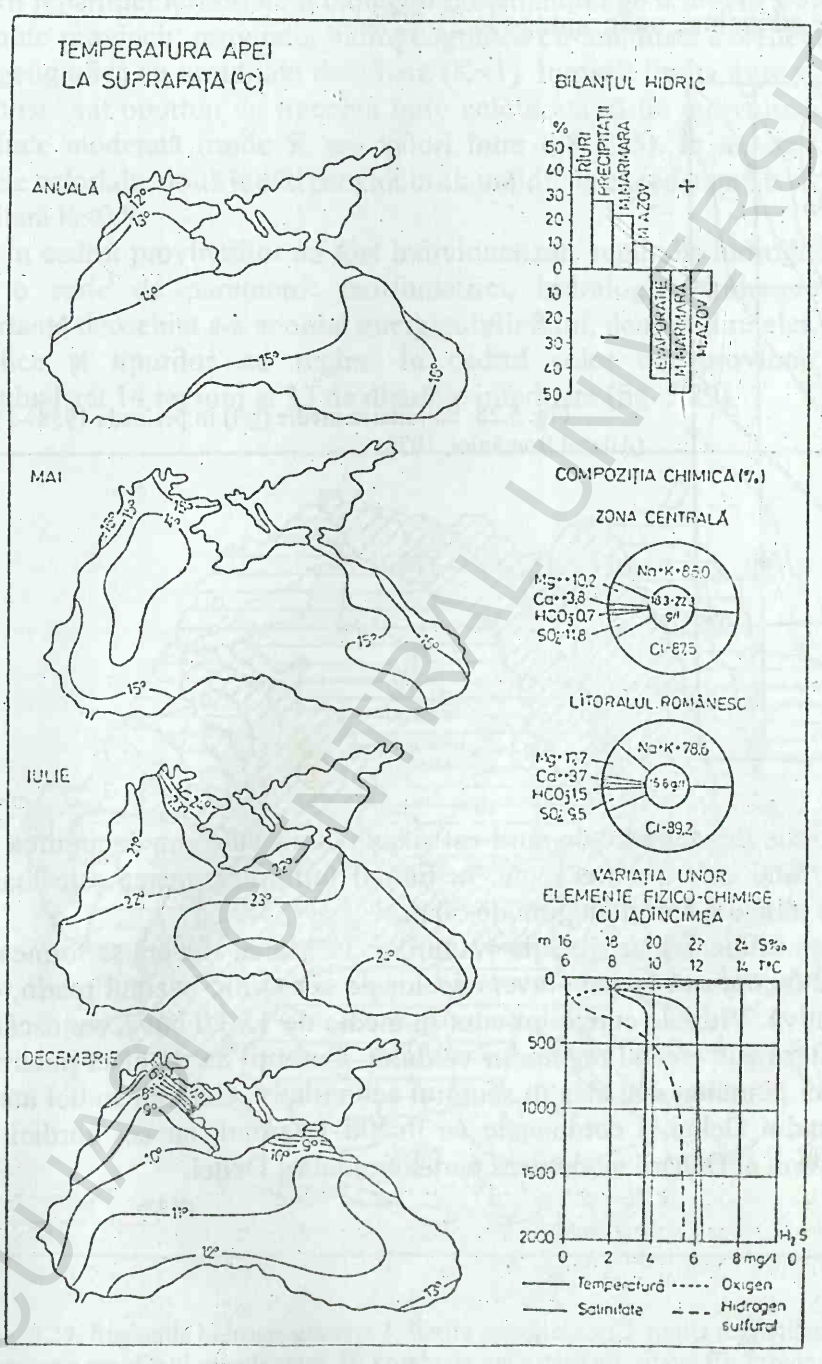


Fig. 5.27. Regimul hidric, fizic şi chimic, al Mării Negre (Atlasul României, 1978).

BCU "I. Creangă" / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În **compoziția chimică** a apelor mării, cel mai mare procent revine clorului (în medie 54,86%) și sodiului (41% la suprafață și 30,85% la adâncime), sulfului (7,31% la suprafață, 7,44% în restul masei de apă magneziului).

Caracteristic pentru Marea Neagră este conținutul unor gaze dizolvate – oxigenul și hidrogenul sulfurat și raportul dintre ele. Astfel, în stratul de suprafață la o adâncime medie de 175 m (125 m în partea centrală, 225 m spre periferie) apele sunt bine oxigenate. De la 175 m adâncime se remarcă prezența hidrogenului sulfurat care caracterizează apele de adâncime ale Mării Negre (la 2000 m ajunge la 7-11 mg/l) (fig. 5.26). Prezența celor două strate de apă cu caracteristici chimice distincte au implicații în dezvoltarea florei și faunei.

Salinitatea apei crește în general dinspre țărm spre larg (fig. 5.28); în fața zonelor de vărsare a afluenților din sectorul nord-vestic al bazinului, valorile salinității coboară în timpul verii sub 10‰. Spre est, salinitatea crește oscilând între 17-18‰. De asemenea, salinitatea crește de la suprafață spre adâncime, unde ajunge la 21-22‰.

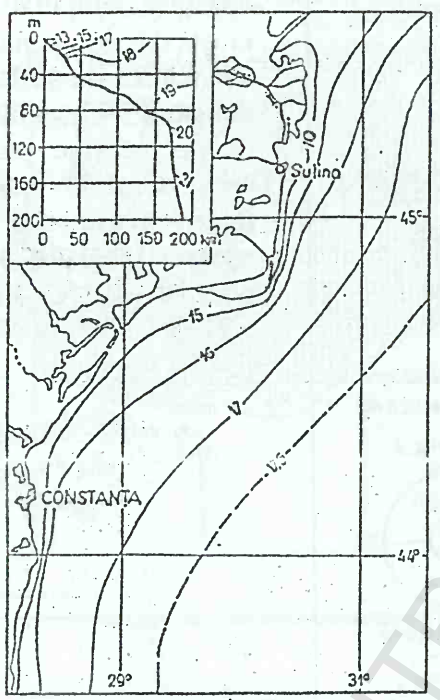


Fig. 5.28. Salinitatea medie (g/l) în perioada 1958 –1968 (Atlasul României, 1978).

Valurile sunt provocate de vânturile de nord-est și sunt cunoscute sub denumirea de "valuri de larg", acestea fiind cele mai frecvente. În timpul furtunilor, marea este foarte agitată, înălțimea valurilor atinge 6-8 m și lungimi de 60 m.

Curenții marini sunt influențați de direcția vânturilor. În Marea Neagră se formează un sistem de curenți care înconjoară în sens invers acelor de ceasornic bazinul marin, cu caracter de stabilitate relativă. Vitezele curenților sunt în medie de 15-20 cm/s, cunoscând fluctuații de direcție și viteză sub efectul regimului vântului. Curenții au un efect puternic asupra formării și evoluției țărmului, mai ales în sectorul acumulativ. Curenții sudici atacă mai ales grindurile din sudul Deltei și cordoanele ce închid Razimul, iar cei nordici în combinație cu curenții fluviali ai Dunării modelează partea frontală a Deltei.

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

5.6. Regiunile hidrogeografice

În literatura geografică românească se întâlnesc diverse regionări hidrologice. Dintre acestea, cele mai importante sunt cele făcute de Ujvari, 1959, 1972; cea din Atlasul României (1976) sau cea din Geografia României, vol. I (Gâștescu, 1983). Întrucât aceasta din urmă se bazează pe cele mai bune date și pornește de la componentele de bază ale bilanțului hidric teritorial (precipitații și evaporație) o vom folosi și noi.

Din corelația indicelui potențialului de scurgere cu altitudinea rezultă influențele reliefului, ale circulației vestice a maselor de aer și ale versanților supuși proceselor föhnale. Zonalitatea verticală este hotărâtoare asupra potențialului scurgerii pe teritoriul României. Potrivit repartiției teritoriale a indicelui potențialului de scurgere s-au separat două mari arii denumite provincii: provincia hidrogeografică cu umiditate excedentară (K>1) și provincia hidrogeografică cu umiditate deficitară (K<1). Întrucât limita între acestea nu este tranșantă s-a considerat oportun ca trecerea între cele două să fie individualizată ca o provincie cu umiditate moderată (unde K are valori între 0,8-1,25). În aceste condiții se modifică și limitele celorlalte două încât: provincia cu umiditate excedentară K>1,25 iar cea cu umiditate deficitară K<0,8.

În cadrul provinciilor au fost individualizate regiunile hidrogeografice care au avut la bază o serie de parametri: morfometrici, hidrologici, hidrogeologici. Dintre aceștia importanță deosebită s-a acordat energiei reliefului, densității rețelei, scurgerii lichide medii specifice și tipurilor de regim. În cadrul celor trei provincii hidrogeografice s-au individualizat 14 regiuni și 33 de districte inferioare (fig. 5.29).

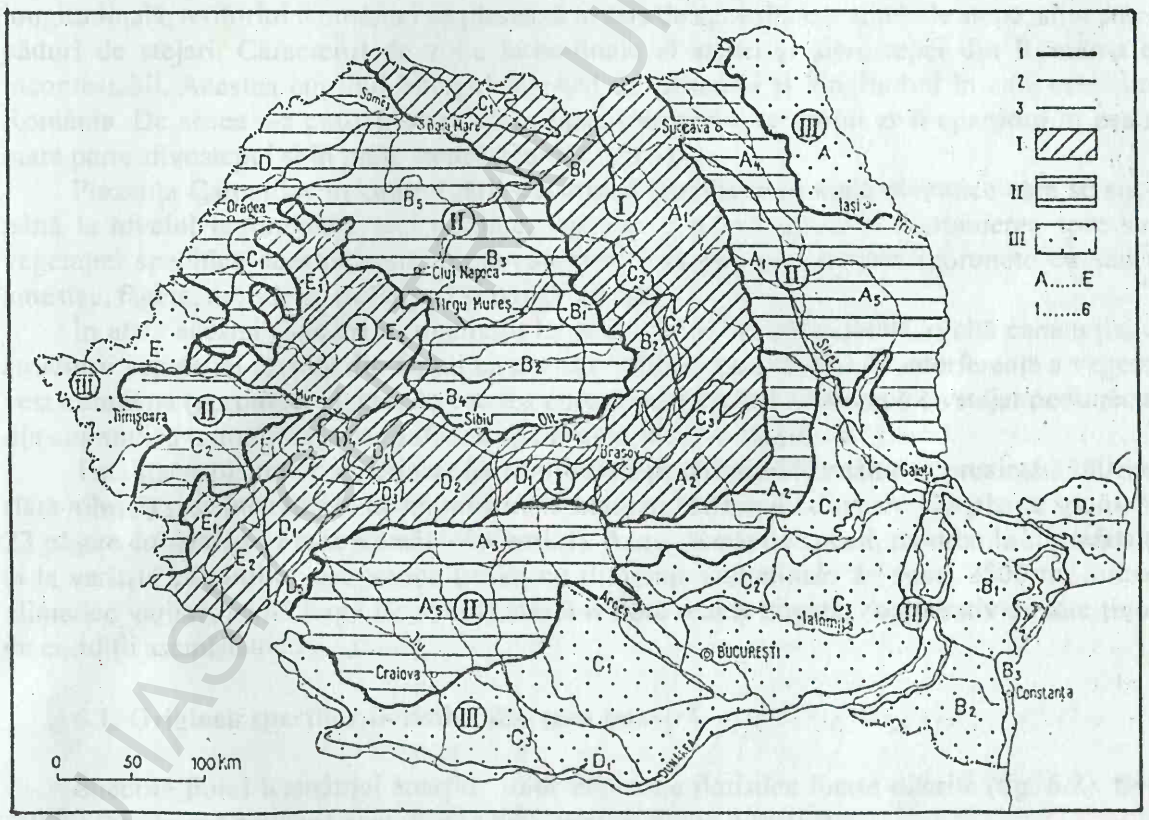


Fig. 5.29. Regiunile hidrogeografice: 1, limita provinciilor; 2, limita regiunilor; 3, limita districtelor. I. Provincia umidității excedentare. II. Provincia umidității moderate. III. Provincia umidității deficitare. A...E.Regiuni hidrogeografice; 1...8, districte hidrogeografice (Gâștescu, 1983).

Provincia hidrogeografică cu umiditate excedentară corespunde ariei carpatice şi reprezintă spaţiul în care se formează 80% din volumul resurselor de apă, ca urmare a cantităţii de precipitaţii ridicate şi a evaporaţiei reduse. Acestea sunt distribuite în exterior în cea de a doua şi, în special, în a treia provincie hidrogeografică, unde sunt diminuate atât pe cale naturală (evapotranspiraţie), cât şi de om.

Cea de-a treia provincie hidrogeografică corespunde domeniului câmpiilor şi podişurilor supuse influenţelor climatice est-europene şi în care resursele de apă ajunse din aria carpatică prin intermediul râurilor sunt intens folosite în irigaţii şi piscicultură, alimentarea populaţiei şi în industrie.

Provincia hidrogeografică a umidităţii moderate se axează pe Subcarpaţi, piemonturi, Podişul Getic şi cea mai mare parte a Podişului Moldovei, Podişul Transilvaniei, o parte din Câmpia Banato-Crişană. Cea mai importantă participare a acestei provincii o reprezintă însă încărcarea excesivă a râurilor autohtone şi alohtone cu aluviuni care ating valori maxime în Subcarpaţii de Curbură şi cu săruri clorurice rezultate din masivele de sare. Prin aceste două aspecte provincia cu umiditate moderată deteriorează gradul de calitate naturală a apelor formate în spaţiul carpatic. Din aceste motive, în acţiunea de amenajare şi gospodărire a resurselor de apă trebuie să se aibă în vedere limitarea influenţei apelor din aria subcarpatică asupra celor provenite din aria carpatică.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CAPITOLUL 6

FLORA ŞI VEGETAŢIA

Vegetaţia sau covorul vegetal (totalitatea plantelor care populează teritoriul ţării) este o consecinţă directă a condiţiilor climatice de pe teritoriul României. Prin poziţia sa latitudinală şi longitudinală, teritoriul României se plasează în aria de dezvoltare a zonei de stepă, silvostepă şi păduri de stejari. Caracterul de zone latitudinale al stepei şi silvostepei din România este incontestabil. Acestea cuprind întregul interval de latitudini şi longitudini în care este situată România. De aceea s-a emis ipoteza că în lipsa Carpaţilor, teritoriul ar fi aparţinut în cea mai mare parte silvostepei şi în parte stepei (Doniţă, 1963).

Prezenţa Carpaţilor în centrul ţării determină apariţia unor etaje climatice care se succed până la nivelul latitudinilor mai nordice, fapt ce se repercutează în pătrunderea spre sud a vegetaţiei specifice acestor zone, producându-se o etajare pe verticală (gorunete cu sau fără amestec, făgete, molidete, stufărişuri şi pajişti alpine).

În afara acestei asocieri a zonalităţii latitudinale cu cea altitudinală, o altă caracteristică a structurii vegetaţiei rezultă din faptul că acelaşi teritoriu este mediul de interferenţă a vegetaţiei vest europene (gorunete, făgete) cu cea est europeană (stepă şi silvostepă cu stejar pedunculat) din cea sudică termofilă (stejar pufos, stejar brumăriu, gârniţă) (fig. 6.1).

Totalitatea plantelor superioare (cormofite) de pe teritoriul României reprezintă 3350 specii (fără hibrizi) şi se încadrează taxonomic în 49 clase şi 152 familii din care 129 plante spontane şi 23 plante cultivate (« Flora României », vol. I). Acest număr de specii, raportat la suprafaţa ţării şi la variaţia condiţiilor geografice (relief cu diferenţe altitudinale de peste 2500 m, influenţe climatice variate, gamă largă de soluri) atestă o floră relativ bogată, comparativ cu alte ţinuturi cu condiţii asemănătoare.

6.1. Originea speciilor floristice din ţara noastră.

Speciile florei României aparţin unor elemente floristice foarte diferite (fig. 6.2). Beldie (1979) încadrează originea speciilor în următoarele grupe floristice:

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

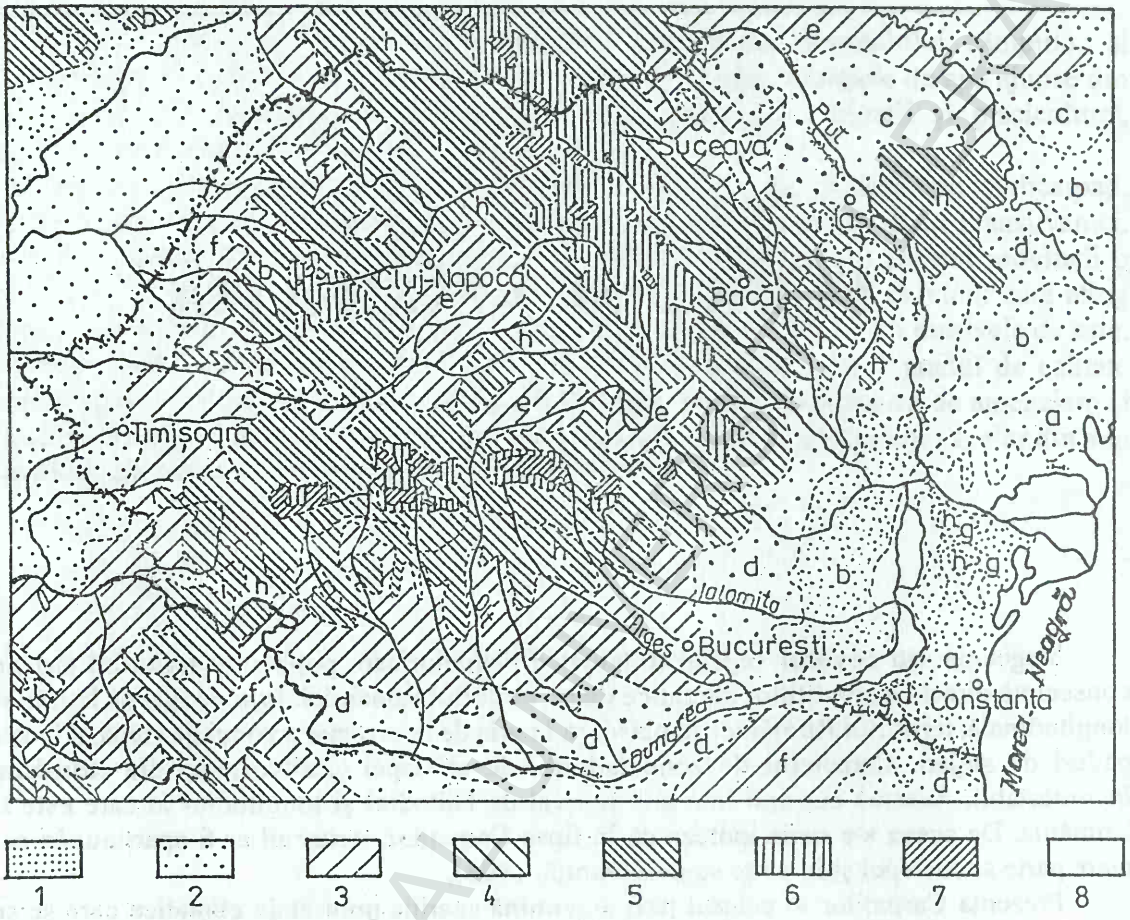


Fig. 6.1. Marile unităţi de vegetaţie (Atlasul României, 1972-1979): 1, stepa; a, cu graminee; b, cu graminee şi dicotiledonate. 2, silvostepa; c, nordică cu păduri de stejar (Q. robur) ; d, sudică cu păduri de stejar brumăriu şi stejar pufos (Q. pedunculiflora, Q. pubescens); 3, păduri de foioase; e, de stejar (Q. robur şi uneori Q. petraea); f, de cer şi gârniţă (Q. ceris, Q. frainetto); 4, păduri submediteraneene; g, de stejar pufos (Q. pubescens); 5, păduri de foioase; h, de gorun (Q. petraea, Q. delecampii, Q. policarpa); i, de fag şi amestec (F. silvatica, F. moesica, Abies alba); 6, păduri de molid (Picea abies); 7, pajişti şi tufărişuri subalpine şi alpine; 8, lunca şi Delta Dunării.

– **circumpolare şi alpine** (14%) sunt frecvente pe înălţimile muntoase unde condiţiile climatice favorizează menţinerea lor. Între speciile caracteristice remarcăm: salcia pitică (*Salix herbacea*), mesteacănul pitic (*Betula nana*), arginţica (*Dryas octopetala*), degetăruţul pitic (*Soldanella pusilla*), firuţa (*Poa alpina*), afinul (*Vaccinium mirtilus*), merişorul (*Vaccinium vitis idaea*) ş.a.

– **euroasiatice şi europene** (29%) reprezentate îndeosebi prin stejărete, făgete, brădete precum: gorun (*Quercus petraea*), stejar pedunculat (*Q. robur*), fag (*Fagus sylvatica*), brad (*Abies alba*);

– **mediteraneene şi submediteraniene** (6%) întâlnite în vestul şi sud-vestul ţării (Banat, Câmpia Olteniei, Dobrogea). Între speciile reprezentative sunt: cărpiniţa (*Carpinus Orientalis*), mojdreanul (*Fraxinus ornus*), stejarul pufos (*Q. pubescens*), vişin turcesc (*Padus mahaleb*), liliacul sălbatic (*Syringa vulgaris*);

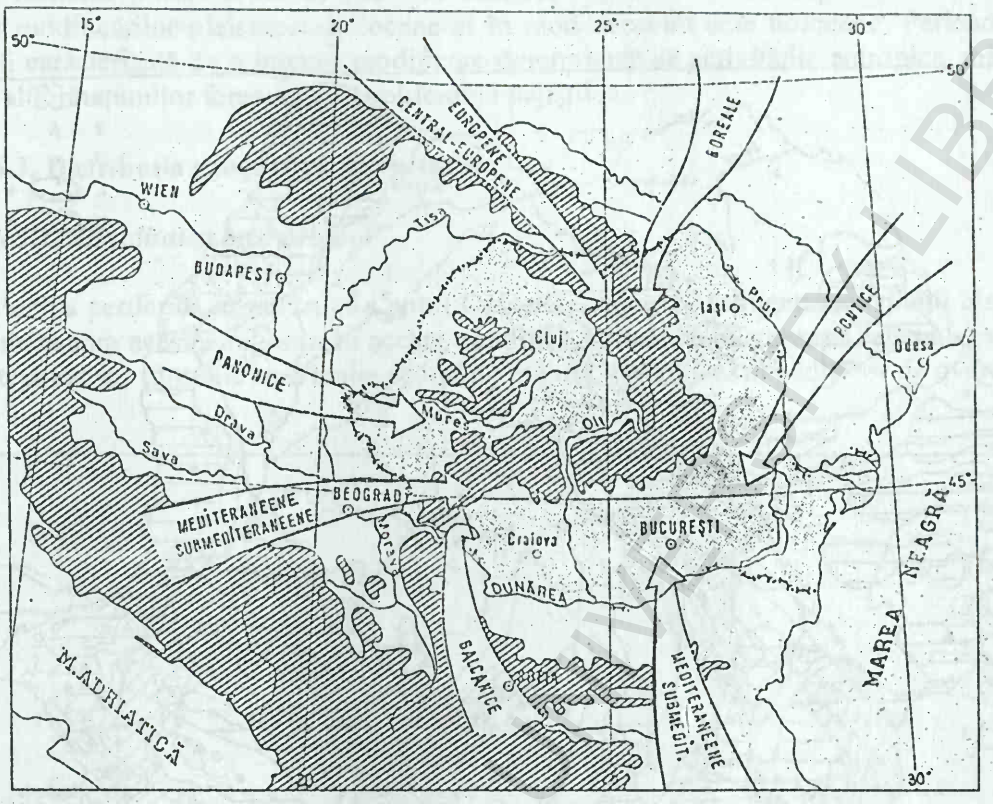


Fig. 6.2. Originea speciilor floristice pe teritoriul României (Atlasul României).

– **sud și sud-est europene** (18%) reprezentate prin diverse specii ca: brândușa (*Crocus variegatus*), cinci degete (Potentilla patula), stejar brumăriu (*Q. pedunculiflora*);

– **continentale și pontice** (21%) alcătuiesc cea mai mare parte a florei stepelor, sărăturilor și nisipurilor. Sunt în general specii ierboase și doar cinci specii lemnoase, cu răspândire mai mare fiind: arțarul tătărăsc (*Acer tataricum*), porumbarul (*Prunus spinosa*), iar dintre speciile ierboase: năgara (*Stipa capitala*), ruscuța (*Adonis vernalis*) ș.a. (fig. 6.3).

– **atlantice** (3%) răspândite în vestul țării, având ca elemente specifice ghimpele (Ruscus *aculeatus*), laurul (*Ilex aquifolium*),

– **endemismele** (4%) cuprind specii ce se întâlnesc numai pe teritoriul românesc. Unele dintre acestea au areal mai larg (*Koeleria transsilvanica, Dianthus kitaibelii*); altele au distribuție regională, cum ar fi Carpații Orientali (*Centaurea carpatica; Hieracium pojoritense, Campanula carpatica*); după cum există endemisme cu areal extrem de redus *Draba dorneri* (numai în Retezat) sau garofița Pietrei Craiului (*Dianthus callizonus*), iar altele apar local (*Stipa danubialis*) la Porțile de Fier;

– **adventive** (2%) sunt cele pătrunse în țara noastră pe calea schimburilor comerciale;

– **cosmopolite** (3%) întâlnite pe tot globul. Se constată că fondul de bază al florei României este constituit din elemente eurasiatice și europene.

Proporțiile mari ale elementelor continentale și pontice și a celor sud-europene (inclusiv mediteraneene) oglindesc influențele climatice regionale pregnante. De asemenea, procentul

destul de mare de elemente nordice şi alpine reflectă existenţa climatului mai rece din regiunile de munte.

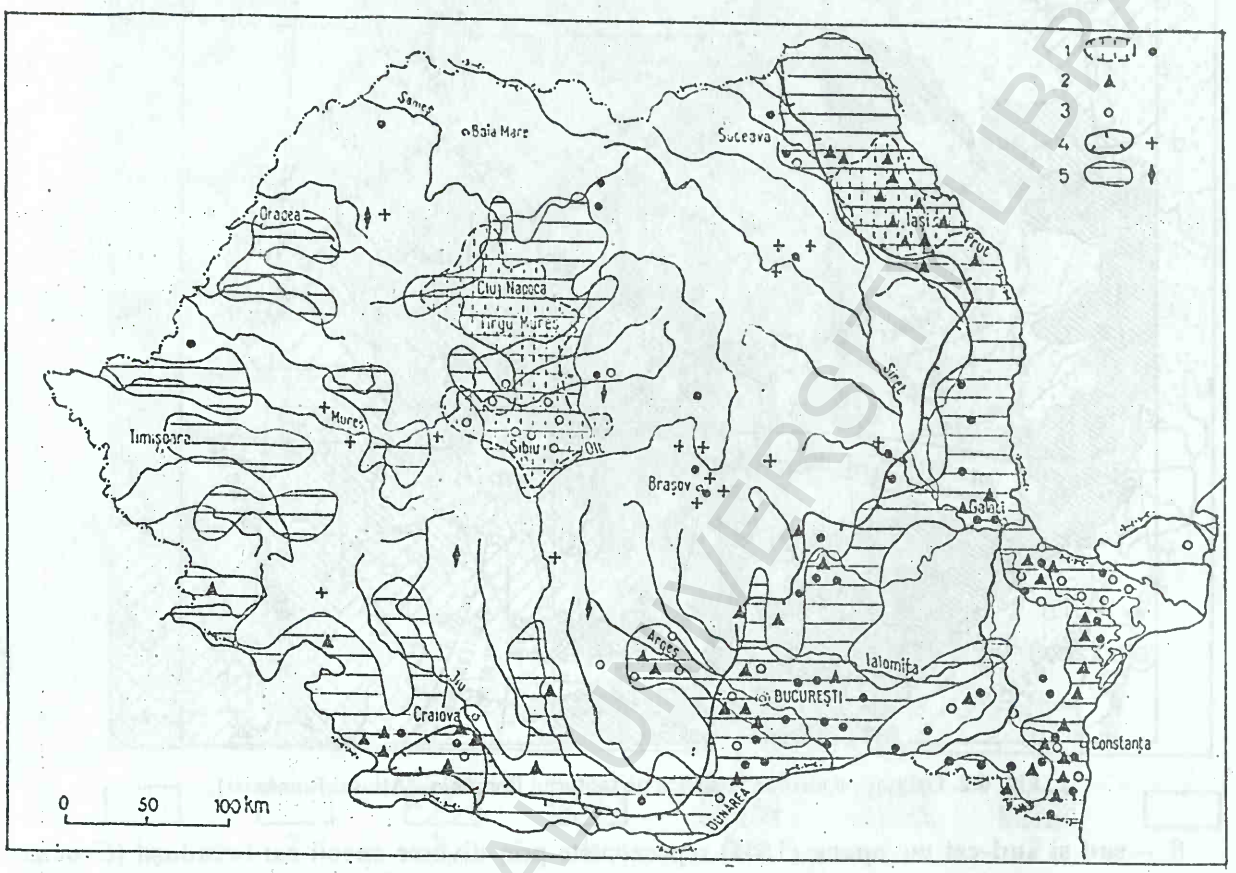


Fig. 6.3. Repartiţia unor elemente pontice (Atlasul României): 1, Adonis vernalis L; 2, Centaurea orientalis L; 3, Euphorbia agraria Mb; 4, Artemisia austriaca Jacq; 4, Acer tataricum L.

6.2. Evoluţia istorică a vegetaţiei

Informaţiile paleofloristice, cu privire la teritoriul României, prezintă interes doar în măsura în care specii care au existat se mai păstrează şi în flora actuală. Cât priveşte formarea actualelor asociaţii vegetale, se remarcă faptul că în parte îşi au originea în flora terţiară. În acest sens se pot da ca exemple: nufărul de la Băile Oradea (*Nimphaea lotus termalis*), cârcelul (*Ephedra distachya*) din Cheile Turzii, liliacul românesc (*Syringa josikaea*) din Munţii Bihorului, vonicerul pitic (*Evonymus nana*) din Carpaţii Orientali ş.a.

Odată cu instalarea glaciaţiei, flora terţială subtropicală s-a retras mult spre sud, locul ei fiind luat de o floră specifică climatului rece, care a migrat dinspre nord. Alternarea perioadelor glaciare cu cele interglaciare, au complicat şi mai mult etajarea glaciaţiei, ducând la instabilizarea limitelor acesteia. Dovada extinderii sau a regresiei unor specii floristice este indicată şi de diagramele Sporo-polinice îndeosebi pentru Pleistocen-Holocen. Condiţiile climatice actuale din depresiunile intramontane şi din golurile alpine, au dus la conservarea unui număr redus de relicte glaciare refugiate aici, în urma încălzirii climei din Holocen. Ca exemple:

BCU "MIHAIL KOGĂLNICEANU" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

arginţica (*Dryas octopetala*), curechiu de munte (*Ligularia sibirica*), mesteacănul pitic (*Betula nana*), zâmbrul (*Pinus cembra*) ş.a. Prin urmare, vegetaţia actuală reprezintă o rezultantă a tuturor modificărilor pleistocen-holocene şi în mod deosebit cele holocene. Perioada actuală poate fi caracterizată de o intensă modificare determinată de activităţile antropice, marcând un regres al formaţiunilor forestiere şi proliferarea pajiştilor.

6.3. Distribuţia geografică a vegetaţiei

6.3.1. *Zonalitatea latitudinală*

Poziţia periferică în raport cu Lanţul Carpatic atenuează influenţa zonalităţii bioclimatice verticale asupra acestor regiuni. În aceste condiţii câmpiile se încadrează vegetaţiei stepelor şi silvostepelor, iar câmpiile mai înalte se includ etajului latitudinal al pădurilor de qvercinee. (fig 6.4).

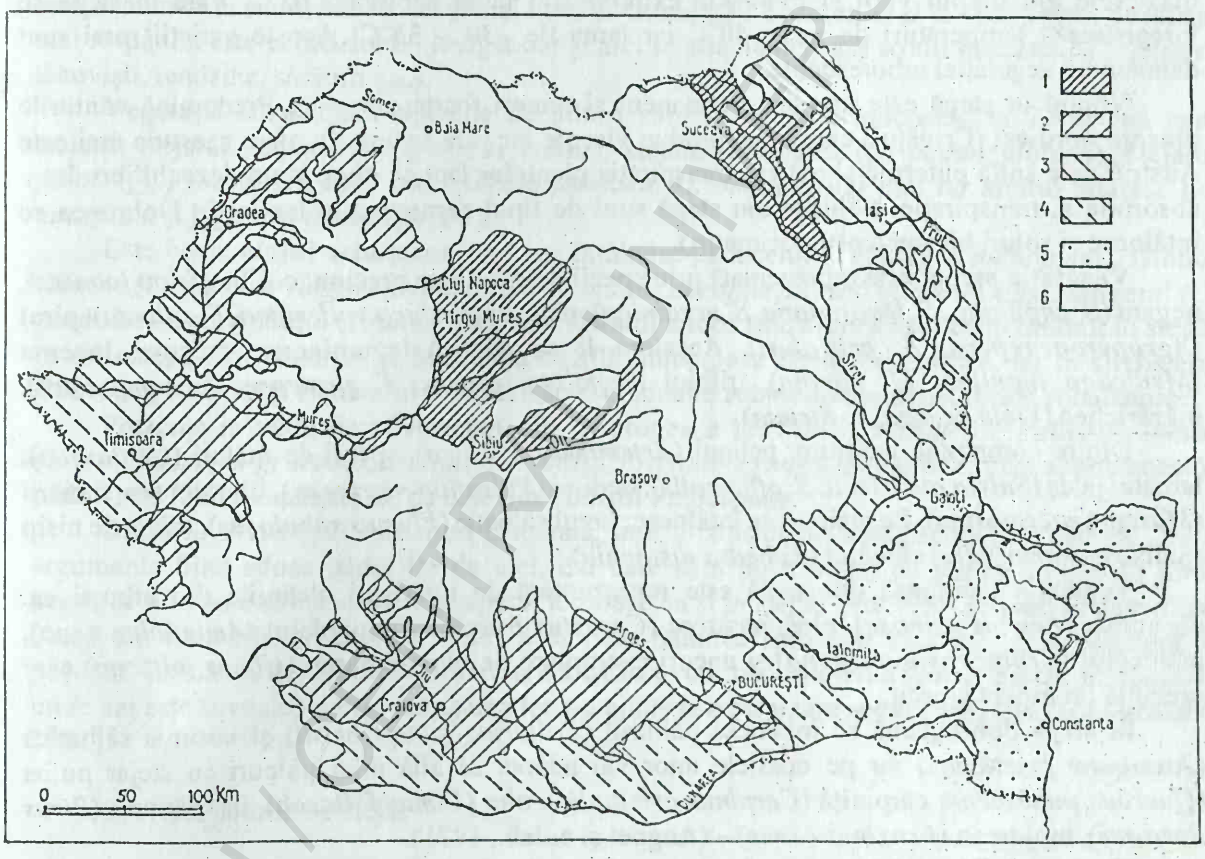


Fig. 6.4. Zonalitatea latitudinală a vegetaţiei: zona nemorală: 1, subzona pădurilor de stejar termofili; 2, subzona pădurilor de stejari submezofili –termofili; zona de silvostepă; 3, subzona silvostepei nordice; 4, subzona silvostepei sudice; 5, zona de stepă; 6, domeniul deluros-muntos în care se manifestă zonalitatea altitudinală (Geografia fizică a României, vol. I).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

6.3.1.1. Zona stepei

Prin stepă se înțelege suprafața de teren pe care datorită condițiilor de climă și sol se instalează vegetația ierboasă caracteristică, iar vegetația lemnoasă este reprezentată prin câteva specii de arbuști și subarbuști ce formează tufărișuri pitice, pădurile adevărate lipsind (Anghel et. al., 1971). Stepa din țara noastră este o prelungire a întinselor stepe pontice din sud-vestul Ucrainei, ce se continuă cu cele din Asia centrală. Stepa ocupă Dobrogea până la altitudini de 150-200 m, partea estică a Bărăganului, o parte a Câmpiei Siretului inferior, sudul Câmpiei Covurluiului (fig. 6.1). Stepele din țara noastră au fost de mult desțelenite și înlocuite cu plante cultivate. Puținele locuri rămase nederanjate permit o evaluare a speciilor de plante care alcătuiesc vegetația naturală a stepelor.

Condițiile din stepă sunt date de precipitații reduse în medie sub 500 mm, iar în stepa dobrogeană chiar sub 400 mm, umiditatea atmosferică de asemenea foarte redusă, temperatura medie anuală este de 10-11^{0}C (Dobrogea și Bărăgan) și 9-10^{0}C în Moldova. Diferențele între maximele din timpul verii și minimele extreme din iarnă depășesc 70^{0}C. Vara în stepă se înregistrează temperaturi de peste 40^{0}C iar iarna de –30 – 35^{0}C. Aceste variații mari sunt dăunătoare vegetației arborescente.

Vântul în stepă este aproape permanent și uneori foarte puternic. Predomină vânturile dinspre nord-est (Crivățul) care iarna produc viscole iar vara secete. În afara acestuia mai este Austrul care suflă puternic și măresc transpirația plantelor fapt ce duce la un dezechilibru între absorbție și transpirație. Solurile din stepă sunt de tipul cernoziomurilor iar în Dobrogea se întâlnesc și soluri bălane (castanoziomuri).

Vegetația stepei este reprezentată prin specii de graminee precum: colilia (*Stipa joannis*), negara (*S. capillata , S. lessingiana, S. ucrainica*); păiușul (*Festuca vallesiaca, F. sulcata*); pirul (*Agropyron repens, A. cristatum*). Acestora li se adaugă leguminoase precum: lucerna (*Medicago lupulina, M. falcata*), trifoiul (*Trifolium repens, T. pratense, T. camprestre*), măzărichea (*Vicia cracca, V. Striata*).

Dintre compozite amintim: pelinul (*Artemisia austriaca*), specii de mături (*Centaurea*); labiate: jaleș (*Salvia austriaca, S. officinalis*); dediței (*Pulsatilla nigricans*), liliacee: ceapa ciorii (*Muscari racemosum*). Pe nisipuri se întâlnesc: orzul sălbatic (*Elymus sabulosus*), salcia de nisip (Salix *rasmarinifolia*) cârcelul (*Ephedra distachia*).

Vegetația lemnoasă din stepă este reprezentată de tufărișuri alcătuite din arbuști ca: porumbar (*Prunus spinosa*), cireș păsăresc (*Cerasius fructicosa*), migdalul (*Amigdalus nana*), păducelul (*Crataegus monogyna*) și uneori exemplare de ulm de câmp (*Ulmus foliacea*) care prezintă un aspect chircit.

În stepa dobrogeană se întâlnesc păliurul (*Paliurus Spina-Christi*) și iasomia sălbatică (*Jasminum fructicans*) iar pe coastele unor văi adânci se află mici pâlcuri cu stejar pufos (*Quercus pubescens*) cărpiniță (*Carpinus orientalis*), ulm (*Ulmus foliacea*), păr păduret (*Pirus Pyraster*), mojdrean (*Fraxinus ornus*) – (Anghel și colab., 1971).

După modul de alcătuire și predominare a formațiunilor ierboase, în cadrul stepei se disting două subzone:

– **subzona stepei cu graminee** extinsă în Dobrogea și estul Bărăganului. În această subzonă predomină gramineele reprezentate prin: colilie, negară, păiuș alături de care se dezvoltă coada șoricelului (*Achillea coaretata*). Se mai remarcă unele specii de proveniență sudică: volbura (*Convolvuius majalis*), mături, garofițe.

– **subzona stepei cu graminee şi dicotiledonate** întâlnită în sudul Moldovei şi Bărăganului central. Aici pe lângă graminee au frecvenţă mare dicotiledonatele.

6.3.1.2. Zona silvostepei

Silvostepa constituie o subzonă a stepei care face trecerea de la stepă la zona forestieră. De aceea a fost numită şi antestepă sau stepă cu păduri (Anghel şi colab., 1971). Spre deosebire de stepă, în silvostepă se găsesc numeroase pâlcuri de păduri mai mari sau mai mici, alcătuite mai ales din specii de stejar.

Silvostepa are limite foarte sinuoase (fig.6.1.), intercalându-se între altitudini de 100-300 m, acoperind cea mai mare parte din Câmpia Moldovei, parte din Podişul Bârladului, Câmpia Covurluiului, Câmpia Piemontană a Râmnicului şi Buzăului, vestul Bărăganului, Câmpia Olteniei, Câmpia Banato-Crişană, sud-vestul Dobrogei.

Condiţiile din silvostepă sunt asemănătoare celor din stepă, precipitaţiile între 500-600 mm, mai mici în sudul Moldovei şi mai mari în Oltenia,SV Munteniei şi în vestul ţării. Solul cel mai răspândit este cernoziomul levigat dar şi aici se află numeroase soluri intrazonale (nisipuri, lăcovişti, rendzine, sărături ş.a.).

Vegetaţia silvostepei. Speciile de arbori care se remarcă îndeosebi în silvostepă sunt stejarii: stejarul pedenculat (*Quercus robur*), stejarul brumăriu (*Q. pedunculiflora*), stejarul pufos (*Q. pubescens*), apoi ulm (*Ulmus foliacea, U. ambigua*) şi mai rar arţarul tătărăsc (*A. tataricum* şi jugastrul (*A. campestre*).

Este bogat **etajul arbuştilor**, unde se întâlnesc păducelul (*Crataegus monogyna*), lemnul câinesc (*Lugustrum vulgare*), vonicerul (*Evonimus europae*) cornul (*Cornus mas*), sângerul (*C. sanguinea*), porumbarul (*Prunus spinosa*). Stratul ierbos este asemănător celui întâlnit în stepă. În silvostepa din Moldova şi Muntenia se află numeroase elemente pontice, iar în silvostepa Dobrogei, Olteniei şi Banatului se întâlnesc şi elemente submediteraneene, ilirice şi balcanice.

Prezenţa în pădurile silvostepei din Dobrogea a lui *Padus mahaleb* , *Paliurus spino-christi*, *Periploca graeca*, *Carpinus orientalis*, *Fraxinus ornus* ş.a. dau un aspect aparte acestor păduri, ele fiind asemănătoare cu cele din Podişul Prebalcanic.

Originea silvostepei este mult discutată, unii o consideră stepă cucerită de pădure, drept argumente fiind aduse pădurilor de aici, dar care sunt pipernicite, cu puţine specii. În jurul acestora şi în poiene cresc aceleaşi specii ierboase ca şi în stepă. Adevărul se pare că este altul: „încă din timpurile preistorice, omul a defrişat pădurea spre a-şi crea loc de agricultură şi păşunat. Există multe documente care arată că în trecut pădurile erau foarte întinse pe locurile unde azi este silvostepa. Prin defrişarea lor s-a ajuns la o stepizare secundară" (Anghel şi colab., 1971).

6.3.1.3. Pădurile de stejar

Plecând de la marginea internă a silvostepei spre altitudini mai mari întrăm în etajul stejarului. Acesta reprezintă ultimul etaj al vegetaţiei zonale şi este alcătuit din păduri de cer şi gârniţă dar şi păduri de amestec cvercinee şi alte foioase. Prezenţa acestui etaj zonal prezintă un fenomen aparte. S-a avansat ipoteza că existenţa unor fragmente ale zonei nemorale este legată de prezenţa în ţară a lanţului Carpatic fiind condiţionată de influenţa acestui masiv, care se manifestă îndeosebi prin sporirea precipitaţiilor (20-25 %) faţă de normală. Această cantitate de

BCU "I. CREANGĂ" IAŞI FRSIY LIBRARY

precipitații devine normală pentru formarea pădurii nepoienite, tipic pentru zona nemorală și de soluri forestiere caracteristice.

Pădurile de stejar ocupă în țara noastră peste 1.000.000 ha și sunt răspândite de la limita internă a silvostepei și până la altitudini de 500 m, dar limitele medii variază între 100-350 m. Pădurile care alcătuiesc această zonă formează masive mai compacte în: Câmpia Piemontană Getică, Câmpia Banato-Crișană, Dealurile Banato-Crișene.

Condițiile de dezvoltare a acestor păduri sunt reprezentate de precipitații atmosferice de 500-700 mm, temperatura medie anuală 8-11^{0}C (Banat, Oltenia, Muntenia și 8-9^{0}C în Transilvania și Moldova.

În componența pădurilor intră mai ales stejar pedunculat (*Quercus robur*), gorun (*Q. petraea*), carpen (*Carpinus betulus*), teiul (*Tilia platyphyllos, T. cordata*), paltin de câmp (*Acer platanoides*), arțar (*Acer campestre, A. tataricum*), ulmul (*Ulmus foliacea*), frasinul (*Fraxinus excelsior*), măr pădureț (*Malus silvestris*), părul pădureț (*Pirus pyraster*).

Dintre arbuști, mai frecvenți sunt: păducelul (*Crataegus monogyna*), lemnul căinesc (*Ligustrum vulgaris*), salba râioasă (*Evonimus verucosa*), cornul (*Cornus mas*), sângerul (*C. saguinea*).

În partea de vest și sud-vest a țării, se află și păduri de gârniță, clasificate ca **gârnițete de câmpie**, frecvente pe șesurile înalte din Oltenia și Muntenia, la limita cu silvostepa, până la altitudinea de 300 m, și **gârnițete de dealuri** prezente în Banat și Crișana. În afară de cerete și gârnițete mai mult sau mai puțin pure, se mai întâlnesc și păduri unde cerul și gărnița sunt în amestec (Muntenia, Oltenia, Dobrogea sudică) și cereto-gărnițete de dealuri, prezente în Banat, Crișana și vestul Transilvaniei. Dintre arbuști, în aceste zone apar mai frecvent alunul (*Corilus avellana*), porumbarul, măceșul (*Rosa canina*), călinul (*Viburnum opulus*).

Pătura ierbacee este compusă din specii variate reprezentate prin: floarea paștelui (*Anemone nemorosa*), vinariță (*Asperula odorata*), iar gramineele prin: obsigă (*Bromus inermis*), firuța de pădure și livadă (*Poa nemoralis, P. protensis*). În locurile umede, primăvara se observă o largă răspândire a lăcrămioarelor (*Convallaria majalis*), murului (*Rubus caesius*), iar pe locurile uscate, fraga de câmp (*Fragaria viridis*). În pajiștile pădurilor se întâlnește o floră xerofilă cu păiuș (*Festuca*), firuță (*Poa pratensis*), păiușcă (*F. pseudovina*).

6.3.2. *Zonalitatea altitudinală*

Prezența pe teritoriul României a unei regiuni muntoase și deluroase, constituită din Carpați și dealuri pericarpatice constituie cauza modificării climei și, implicit, a vegetației. Vegetația pe altitudine este reprezentată prin următoarele etaje (fig. 6.5):

- etajul nemoral (al pădurilor de foioase);
- etajul boreal (al pădurilor de molid);
- etajul subalpin (al tufărișurilor și rariștilor);
- etajul alpin (pajiști scunde).

6.3.2.1. Etajul nemoral al pădurilor de foioase.

Se extinde altitudinal de la 300-400 m, de unde se face simțită influența altitudinii asupra climatului și până la 1200-1400 m. Pădurile sunt constituite din specii de foioase în principal din **fag** și **gorun**. La partea inferioară a etajului fagul este în amestec cu gorunul iar la partea superioară fagul intră în amestec și cu specii de conifere (fag + brad sau molid).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

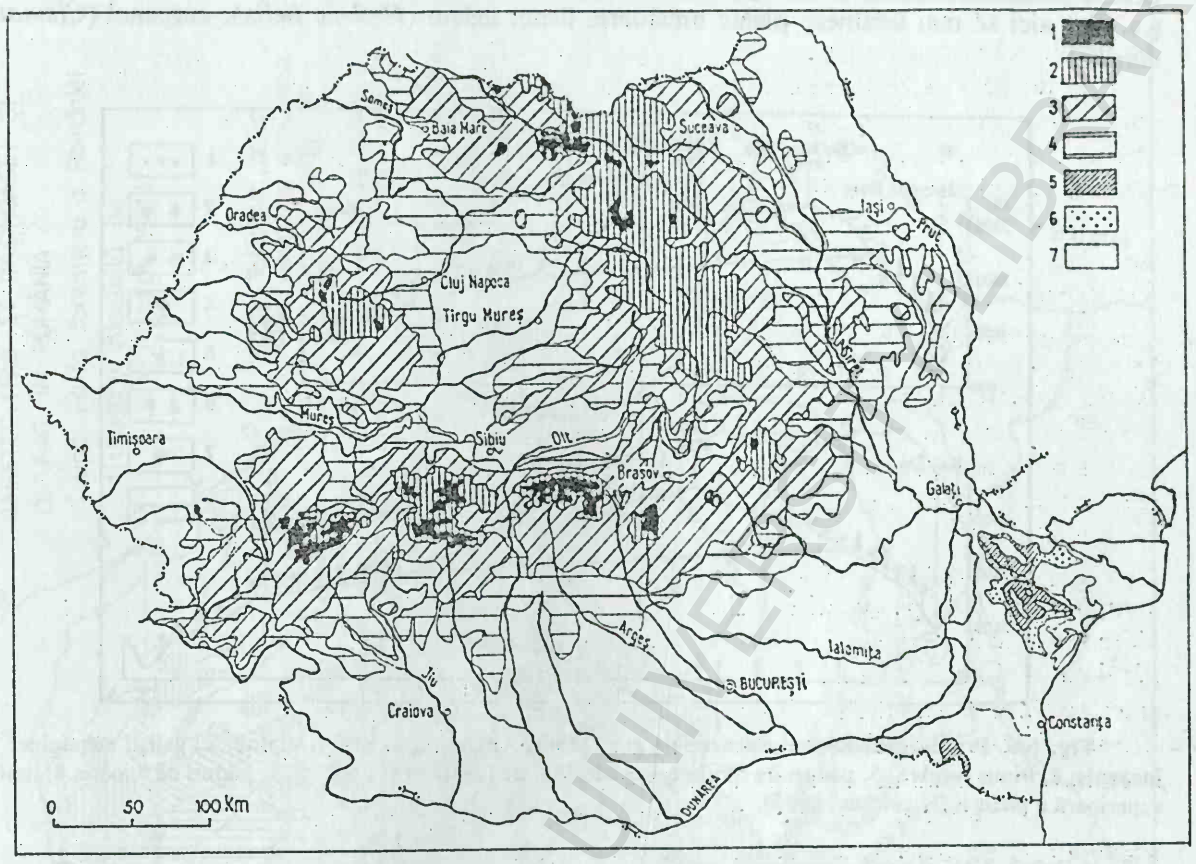


Fig. 6.5. Zonalitatea altitudinală (etajarea vegetației): 1, etajul alpin şi subalpin ; 2, etajul boreal şi etajul nemoral; 3, etajul pădurilor de fag şi amestec de fag cu răşinoase; 4, subetajul pădurilor de gorun şi de amestec cu stejar; 5, etajul pădurilor submediteraneene; 6, etajul silvostepei; 7, domeniul în care se manifestă zonalitate latitudinală (Geografia fizică a României, vol. I).

În unele masive din Carpații Meridionali (Țarcu-Godeanu) limita superioară a etajului ajunge la 1560 m, existând situații în care făgetele ating chiar golurile de munte (fig. 6.6).

Condițiile în care se dezvoltă aceste păduri sunt date de temperaturi medii anuale 6^0-9^0C; precipitațiile atmosferice variază între 600-900 mm; solurile brune de pădure eumezobazice, uneori acide în diferite grade de podzolire.

Specia dominantă în acest etaj este fagul (*Fagus silvatica*) alături de care se întâlnesc *Fagus taurica* şi *F. orientalis*. La partea inferioară apar şi alte specii: gorunul (*Q. petraea*), frasinul (*Fraxinus excelsior*), carpenul (*Carpinus betulus*), ulmul (*Ulmus foliacea*), teiul (*Tilia plathyphylos*), paltinul de câmp (*Acer platanoides*), jugastrul (*A. campestre*), părul pădureț (*Pirus piraster*), măr pădureț (*Malus sylvestris*), precum şi o serie de arbuşti: alunul (*Corylus avelana*), cornul (*Conus mas*), lemnul câinelui (*Ligustrun vulgare*), socul (*Sambucus nigra*), dârmoz (*Viburnum lantana*), cruşânul (*Rhamnus frangula*).

Spre limita superioară intră în amestec cu bradul (*Abies alba*), molidul (*Picea abies*), pin (*Pinus sylvestris*), mesteacăn (*Betula pendula*).

Foarte bogată este flora erbacee, reprezentată prin păiuş (*Festuca silvatica*), firuță de pădure (*Poa nemoralis*), şi o seamă de plante de primăvară ca: vioreaua (*Scila bifolia*), brebenei (*Corydalis cava*), ceapa ciorii (*Gagea lutea*), ghiocelul (*Galanthus nivalis*), specii de rogozuri

(*Carex pilosa, C. silvatica*), ferigi (*Dryopteria filix*), laptele câinelui (*Euphorbia amygdaloides*) ş.a. Tot aici se mai întâlnesc plante urcătoare, liane: iedera (*Hedera helix*), curpenul (*Clematis vitalba*).

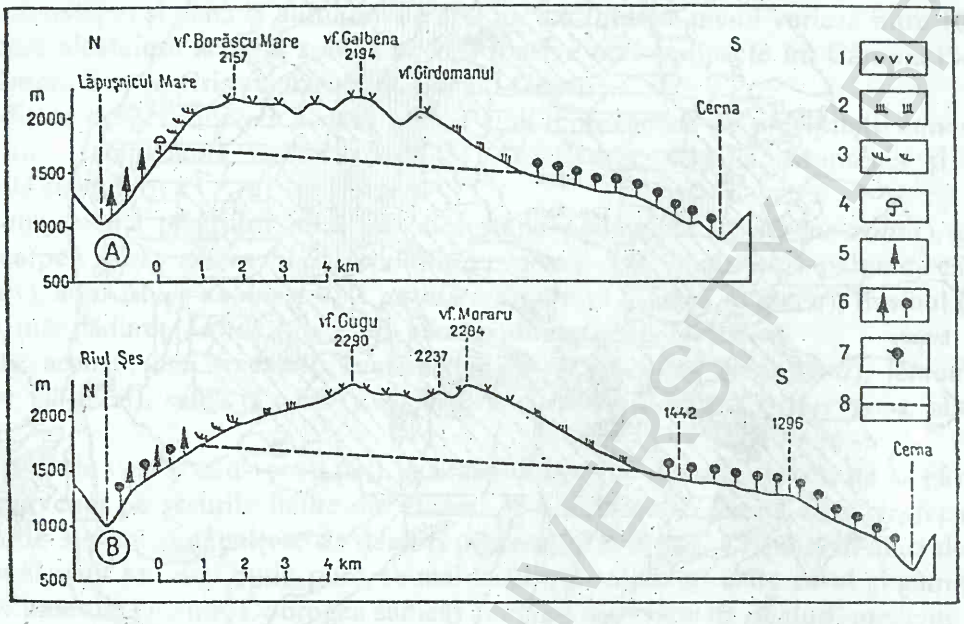


Fig. 6.6. Profile geobotanice transversale prin Munţii Godeanu: 1, pajişti alpine; 2, pajişti subalpine; 3, jnepeniş; 4, Pinus cembra; 5, păduri de conifere, 6, păduri mixte (conifere şi foioase); 7, păduri de foioase; 8, limita superioară a pădurii (Niculescu, 1965).

6.3.2.2. Etajul molidişurilor (boreal)

Etajul boreal cuprinde fâşia altitudinală, situată între etajul precedent şi etajul subalpin (fig. 6.7) se caracterizează prin păduri de conifere boreale (molid). La limita inferioară se amestecă cu fagul, iar în Oltenia vine în contact cu grunul şi cerul. Limita superioară a etajului a fost coborâtă în unele regiuni prin activitatea omului, pajiştile de la limita superioară a pădurii constituind în parte formaţii ierboase secundare instalate pe terenurile defrişate.

Răspândirea: În România, etajul boreal are extinderea cea mai mare în Carpaţii Orientali unde ocupă un teritoriu neîntrerupt lung de peste 200 km şi lat de 40-80 km. Începând din Carpaţii de Curbură, teritoriul ocupat de acest etaj se fragmentează; două insule se găsesc în Goru şi Penteleu şi fragmente neînsemnate în Ciucaş. În Carpaţii Meridionali, molidişurile sunt fragmentate în patru insule: Bucegi, Făgăraş-Iezer, Parâng, Lotru-Cindrel, Retezat-Godeanu-Ţarcu. Arealul Parâng-Lotru-Cindrel este cel mai întins. În Carpaţii Occidentali, etajul boreal se găseşte sub forma unei insule în Masivul Bihorului şi lipseşte în Munţii Semenicului şi Poiana Ruscă.

Condiţiile de dezvoltare a etajului boreal sunt date de: precipitaţii atmosferice între 700-1000 mm (în Moldova chiar mai scăzute), mai reduse iarna când cad sub formă de zăpadă şi ploi abundente vara reprezentate în mare parte în iunie-iulie; umezeala relativă crescută, peste 75%, temperaturi medii 2-5^{0}C. Vântul puternic, îndeosebi la partea superioară unde împiedică înaintarea pădurii, arborii căpătând formă de steag. Solurile cele mai frecvente sunt cele podzolice brune acide.

BCU CLUJ "LUCIAN BLAGA" UNIVERSITY LIBRARY

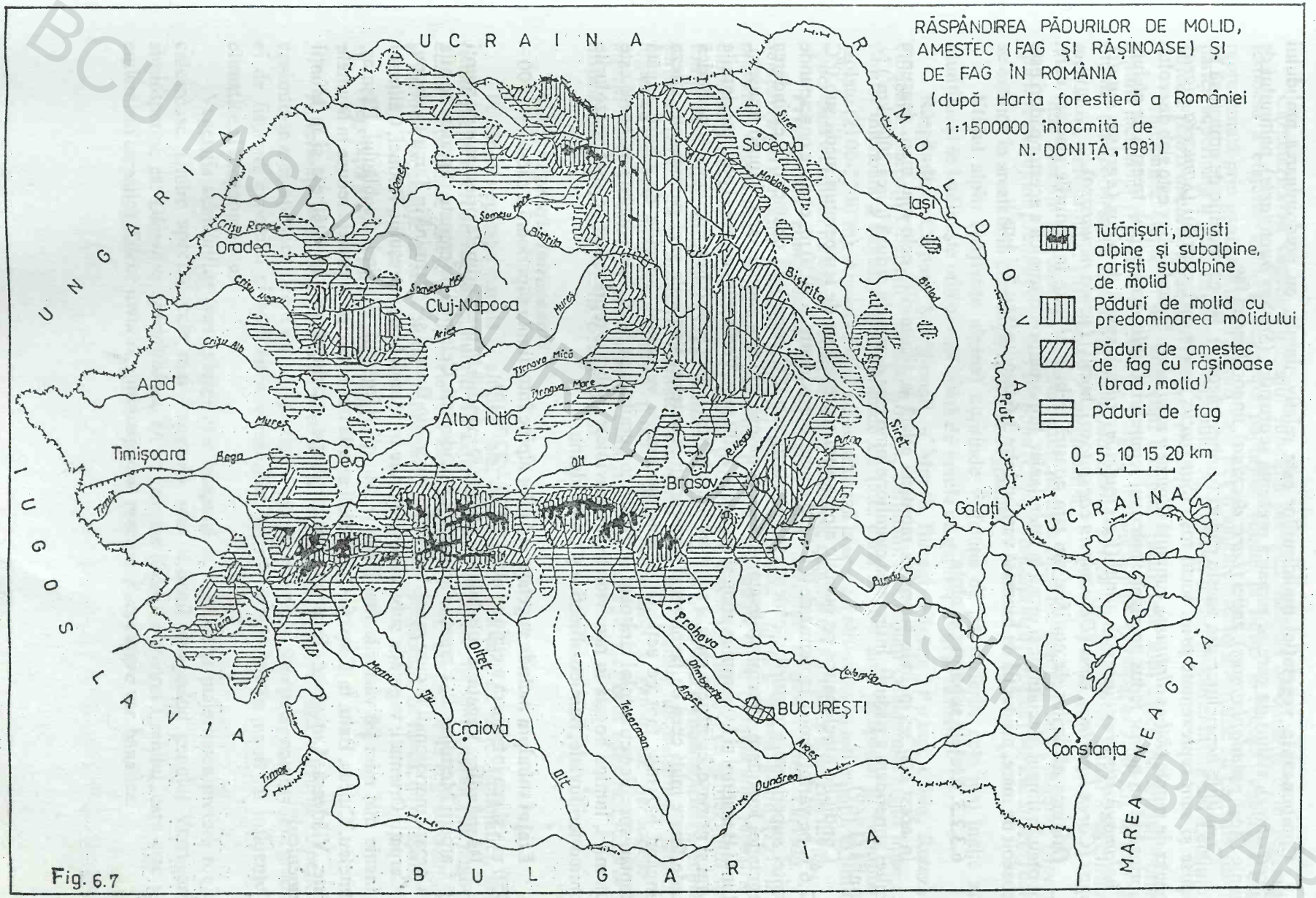


Fig. 6.7

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Componeanța vegetației molidișurilor este relativ simplă, cu predominarea molidului (*Picea abies*), alături de care se remarcă prezența scorușului (*Sorbus aucuparia*), paltinului de munte (*Acer pseudoplatanus*), zadei (*Larix decidua*), uneori brad și fag.

Condițiile neprielnice din aceste păduri (umbră, răcoare), fac ca speciile de arbuști să fie reduse și sunt reprezentate prin: socul roșu (*Sambucus racemosa*), caprifoi (*Lonicera nigra*), coacăz de munte (*Ribes alpinum*), cununiță (*Spiraea ulmifolia*). Stratul ierbos este slab dezvoltat cuprinzând un număr redus de plante: măcrișul iepurelui (*Oxalis acetosella*), treastia de pădure (*Chalamagrostis arundinacea*), afinul (*Vaccinuim myrtillus*), specii de păiuș (*Agrostis tenuis*), rogoz (*Carex leporina*), târsă (*Descampsia caespitosa*), horști (*Luzula nemorosa*).

Originea pădurilor de conifere din țara noastră trebuie căutată în pădurile glaciare care, coborau în timpul glaciațiilor și urcau în interglaciar. Importanța economică a acestor păduri este deosebit de mare, producția de biomasă variind între 3-6 t/an/ha (sau 5-14 m^3).

6.3.2.3. Etajele subalpin și alpin

În acest etaj se include suprafața montană aflată la altitudinile cele mai mari, deasupra limitei superioare a pădurii. Întinderea culmilor alpine este destul de redusă (circa 2000 km^2) N. Doniță (1969).

Condițiile bioclimatice pe culmile alpine sunt reprezentate de temperaturi medii sub 0^0C ($-2,6^0C$ pe vârful Omu), izoterma de 0^0C fiind situată aproximativ la 1950 m, ceea ce corespunde limitei superioare a pădurii. Scăderea temperaturii sub 0^0C constituie obstacol în extinderea vegetației lemnoase. Precipitațiile atmosferice depășesc 900 mm annual, iar în Munții Apuseni, Munții Banatului și Maramureș ating și depășesc 1400 mm. Verile sunt scurte și ploioase, iernile lungi și geroase, cu zăpezi mari și alternare bruscă între îngheț și dezgheț. Presiunea atmosferică scade foarte mult ceea ce favorizează transpirația plantelor. Vânturile sunt permanente, viteza atingând 6-7 m/s, fapt ce acționează puternic asupra vegetației. Speciile de arbuști capătă adaptări specifice cu tulpini târâtoare acoperite cu peruițe și perișori. Intensitatea luminoasă este puternică, lumina bogată în raze violete și ultraviolete. Solurile reprezentative sunt podzolurile humico-feriiluviale, humico-silicatice și brune alpine.

Etajul subalpin include vegetația culmilor alpine între limita superioară a pădurii – 1900 – 1950 m - și cea inferioară a etajului alpin (2100 – 2200 m).

Răspândire: Vegetația subalpină se găsește răspândită în toate grupele principale de munți din Carpații Meridionali, Carpații Orientali și Occidentali. Cele mai însemnate suprafețe se află în Carpații meridionali în care insulele etajului încep din Bucegi și se termină în Țarcu-Godeanu. În Carpații Orientali, vegetația subalpină se întinde în Munții Maramureșului, Rodnei, Călimani și insule mai mici pe vârfurile mai înalte în Munții Bârgăului, Bistriței, Ceahlăului, Hășmaș, Penteleu, Cuicaș, Baiu. În Carpații Occidentali se află trei insule pe suprafețe reduse în Muntele Mare, Vlădeasa, Curcubăta. Fragmente de vegetație subalpină se mai întâlnesc și în Munții Semenicului.

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Caracterizarea vegetației. Etajul subalpin prezintă trăsături de tranziție între vegetația ierboasă a etajului alpin și vegetația pădurilor situate la limita inferioară. Vegetația este reprezentată prin asociații de tufărișuri care pot fi singure sau în alternanțe cu pajiștile (de la partea superioară a etajului) uneori împreună cu rarişti de arbori în partea inferioară a etajului: laricele (*Larix decidua*), zâmbrul (*Pinus cembra*).

Principalele elemente din care sunt compuse tufărișurile sunt specii de arbuști boreal alpini: jneapănul (*Pinus montana* ssp. mugo), ienupărul pitic (*Juniperus sibirica*), aninul de munte (*Alnus viridis*), smirdarul (*Rhododendron kotschyi*); subarbuști: afinul (*Vaccinium myrtillus*), merișorul (*V. vitis idaea*), *V. uliginosum*.

Între speciile ierboase ale etajului sunt: părușca (Festuca supina), iarba vântului (*Apera Spica venti*, rugina (*Juncus trifidus*), clopoței (*Campanula alpina*), țepoșica (*Nardus stricta*) care se extinde în arealele în care pajiștea a fost degradată.

Etajul alpin (pajiștile alpine) cuprinde vegetația de pe vârfurile cele mai înalte ale munților și se întâlnește numai sub formă de insule cu extindere nu prea mare.

Răspândire: Carpații Meridionali – Munții Bucegi, Făgăraș, Parâng, Cibin, Retezat, Godeanu; Carpații Orientali – Munții Rodnei, Călimani. În Carpații Occidentali etajul lipsește. Limita inferioară a etajului alpin coincide cu linia până la care urcă jneapănul în exemplare izolate (2100-2200 m). Această limită nu se situează la aceeași altitudine în toți munții. O limită superioară a etajului nu există deoarece nu se întâlnesc condiții de formare a unui etaj nival.

Principalele componente ale vegetației sunt ierburile: coarna (*Carex curvula, C. sempervirens*), rugina (*Juncus trifidus*), părușca (*Festuca supina*), ochiul găinii (*Primula minima*), degetărutul (*Soldanella pussila*), piciorul cocoșului alpin (*Ranunculus alpestris*), clopoței (*Campanula alpina*) ș.a. O grupă deosebită o formează plantele ce se dezvoltă sub formă de perinițe: milițeaua (*Silene acaulis*), laptele stâncii (*Androsace chamaejasme*), ochiul șarpelui (*Eritrichium nanum*). Plantele lemnoase sunt reprezentate de subarbuști târâtori: arginţica (*Dryas octopetala*), sălcii pitice (*Salix reticulata, S. retusa, S. herbacea, S. myrtilloides*), *Loiseleuria procumbens*. Sunt numeroși lichenii: *Cetraria islandica, Cetraria nivalis, Cladonia rangiferina, C. cucculata.*

6.3.3. *Vegetația intrazonală*

Pe lângă vegetația zonală și altitudinală, dependente mai ales de factorii climatici, mai există și alte tipuri de vegetație, numită intrazonală sau azonală, care depinde mai ales de factorii edafici. Acestea se găsesc pe suprafețe restrânse în cadrul zonelor și etajelor de vegetație zonale și include: asociațiile de stâncărie și grohotișuri, de nisipuri, de sărături, de luncă, de mlaștină.

Vegetația stâncăriilor și grohotișurilor

Pe versanții stâncoși, lipsiți de strat de sol încheiat, vegetația se fixează în fisurile stâncilor, creându-se asociații specifice. Compoziția floristică este variată, în funcție de natura rocii, gradul ei de fisurare, expoziția și înclinarea versanților, poziția geografică în raport cu influențele climatice și fitogeografice.

Vegetația stâncăriilor (saxicolele) este adaptată la substrat și majoritatea preferă rocile calcaroase. Dintre speciile cele mai frecvente sunt lichenii aparținând genului Verrucaria angiosperme ca: *Dianthus spiculifolius, D. callizonus* (Garofița Pietrei Craiului, care este un endemism carpatic), *Silene acaulis*; gimnosperme precum: *Pinus nigra* var. banatica.

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Vegetația grohotișurilor depinde de stabilitatea lor, natura chimică a rocilor, înclinare, expoziție, altitudine. Pe grohotișuri cresc mai mult plante perene și mai puțin anuale. Multe sunt cespitoase (*Carex humilis*) sau cu frunze în rozetă (*Oxyria digyna*). Pe grohotișuri cresc și subarbuști a căror tulpini și ramuri fiind reptante, contribuie la fixarea grohotișurilor (*Dryas octopetala, Salix retusa*).

Vegetația nisipurilor

Comunitățile vegetale de pe nisipuri sunt alcătuite dintr-o serie de plante cu adaptări speciale, dintre care mai importante sunt cele xeromorfe (cu rădăcini foarte dezvoltate, frunze glauce, tomentoase). Vegetația psamofilă de pe nisipurile maritime diferă de cea aflată pe nisipurile continentale. Pe nisipurile marine cresc specii caracteristice: perișorul (*Elymus arenarius*), rogozul de nisip (*Carex calchica*), varza de mare (*Crambe maritima*), ialeșul de nisip (*Stachys maritima*), pelinul de nisip (*Artemisia arenaria*), volbura de nisip (*Convolvulus persicus*), rugina (*Juncus maritimus*).

Pe nisipurile continentale cresc: troscotul (*Polygonum arenarium*), guşa porumbelului (*Silene conica*), colții babei (*Tribulus terestris*), pătlagina (*Plantago indica*), coada şoricelului (*Achillea ochroleuca*), toporaşul (*Viola hymettila*), obsiga (*Bromus tectorum*), pirul gros (*Cynodon dactylon*). De asemenea, în nordul Moldovei se întâlnesc tufărişuri de *Salix rosmarinifolia.* În privința speciilor lemnoase, pe lângă plantațiile de salcâm şi pin negru, în depresiunile intradunale apare plopul tremurător (*Populus tremula*), mesteacănul (*Betula pubescens*).

Vegetația sărăturilor

Formează areale izolate, mai frecvente în zonele de stepă, silvostepă şi pe litoral. Compoziția arealelor cu plante halofile variază în funcție de conținutul în săruri al solurilor pe care se află. Comunitățile care se formează pe solurile puternic sau mediu salinizate (soloneţuri, solonceacuri) sunt alcătuite din puține specii halofile care se instalează în fâşii concentrice, funcție de gradul de salinizare a solului.

Pe solonceacurile bogate în săruri şi procent mare de umiditate se întâlnesc: săricica (*Salsola soda*), brânca (*Salicornia herbacea*), ghirinul (*Suaeda maritima*), pelinul (*Artemisia maritima*), *Gypsophila muralis* ş.a. Soloneţurilor şi solodiilor mai slab sărăturate le sunt caracteristice: rugina (*Juncus gerardi*), iarba câmpului (*Agrostis alba*). În zona de litoral apare loboda sălbatică (*Atriplex tatarica*), cătina roşie (*Thamarix ramosissima*).

Vegetația de luncă (zăvoaiele)

Vegetația de luncă se dezvoltă în condiții de umiditate ridicată a solului şi natura aluviunilor, topoclimat caracteristic. Luncile râurilor au o vegetație specifică, independentă de cea a zonelor şi etajelor vegetale pe care le străbat, deşi există şi în cadrul luncilor o oarecare etajare de la zonele de şes spre cele montane.

Vegetația arborescentă este alcătuită din specii de esențe albe între care: sălcii, răchite (*Salix alba, S. fragilis, S. cinerea*), plopi (*Populus alba, P. nigra*), cătini (*Hippophae rhamnoides, Hyricaria germanica, Tamarix pallasi*), arini (*Alnus incana, A. glutinosa*) şi, mai rar, arbori cu esențe tari: stejar pedunculat (*Q. robur*), ulm, frasin, carpen (în luncile de câmpie,

BCU "ALECU RUSSO" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

dealuri şi podişuri). Speciile de sălcii şi răchite se întâlnesc din zonele de câmpie şi până în cele montane. Sub coronamentul plopişurilor şi a sălcetelor se dezvoltă arbuşti (sânger, soc, călin, lemnul câinelui, porumbar, tufe de mur (*Rubus hirtus*).

În privinţa răspândirii arinişurilor, arinul negru este întâlnit în luncile câmpiilor şi a dealurilor joase, iar arinul alb devine dominant în cadrul dealurilor înalte şi a munţilor.

Pajiştile care se dezvoltă în cadrul luncilor, ocupă suprafeţe reduse şi sunt predominant alcătuite din iarba câmpului (*Agrostis alba*), coada vulpii (*Alopecurus pratensis*), firuţa (*Poa pratensis*), pirul (*Agropyron repens*).

Un specific aparte îl au pădurile din Delta Dunării (Letea, Caraorman), unde alături de speciile de arbori de esenţe albe, mai apar: stejarul brumăriu, frasinul, părul sălbatic (*Pirus pyraster*), mărul pădureţ (*Malus sylvestris*), gorun, ulm, gârniţă, tei, alun. Foarte dezvoltat este aici stratul arbuştilor (păducel, porumbar, măcieş, vonicer, corn, sânger). La acestea se adaugă o bogată floră agăţătoare alcătuită din viţă sălbatică (*Vitis silvestris*), iederă (*Hedera helix*), curpen (*Clematis vitalba*), volbură agăţătoare, periploca (*Periploca graeca*) – specie submediteraneeană. Această bogăţie şi varietate floristică din pădurile de aici, unice la noi în ţară, a determinat ca ele să fie declarate monumente ale naturii.

Vegetaţia de mlaştină

În ţara noastră există două tipuri de mlaştini: **tinoave** (mlaştini oligotrofe, turbării bombate) şi **bahnele** (mlaştini eutrofe, turbării plate) (fig 6.8).

Tinoavele reprezintă acele mlaştini caracterizate de o sărăcie în substanţe nutritive. Ele se formează de obicei la altitudini ridicate (Bazinul Dornelor, Munţii Maramureşului, Călimani, Harghita, Retezat, Parâng, Munţii Apuseni), pe orice formă de relief şi pe roci silicioase, climat rece, precipitaţii bogate. Aceste condiţii corespund etajului coniferelor şi al făgetelor. Suprafaţa tinoavelor este apreciată la circa 1350 ha.

Speciile care se dezvoltă în tinoave sunt în general reduse. Între acestea cea mai importantă este muşchiul Sphagnum care creşte foarte repede, situat spre partea centrală a mlaştinii, determinându-i bombarea. În jurul acestui centru bombat se formează un inel mlăştinos, cu apă acidă, unde cresc rogozuri: (*Carex limosa, C. rostrata*), bumbăcăriţa (*Eriophorum latifolium*), rugină (*Juncus effusus*), merişor, roua cerului (*Drosera rotundifolia*) la care se mai adaugă arbuşti piperniciţi de molid (*Picea excelsa*), pin, mesteacăn, (*Betula pubescens*), răchită (*Salix capraea*), arin (*Alnus incana*).

Bahnele (mlaştinile eutrofe). Spre deosebire de tinoave, bahnele se formează în depresiuni la diverse altitudini, iar substratul fiind saturat de apă, este bogat în substanţe nutritive, provenind din apele de infiltraţie. Cele mai frecvente bahne se întâlnesc în depresiunile: Giurgeului, Ciucului, Braşov, Făgăraş, Bazinul Crasnei.

De regulă, bahnele se formează prin colmatarea unor lacuri cu resturi organice, fapt ce face ca în structura lor să se distingă mai multe inele concentrice, distincte între ele. În centru, unde se mai păstrează apă liberă, apar plante plutitoare: lintiţa (*Lemna minor*), ciulini (*Trapa natans*) şi plante submerse precum bumbăcăriţa (*Potamogeton aceae*), alge. Urmează inelul unde plantele prezintă rădăcini şi au frunze plutitoare: stuful (*Phragmites communis*), papură (*Thypha latifolia*), iarba broaştei (*Alisma plantago*). La mal, locul acestora este luat de rogoz (*Carex stricta, C. vulgaris, C. flava*), ferigi (*Dryopteris thelypestris*), coada calului (*Equisetum palustre*).

BCU CLUJ-NAPOCA UNIVERSITY LIBRARY

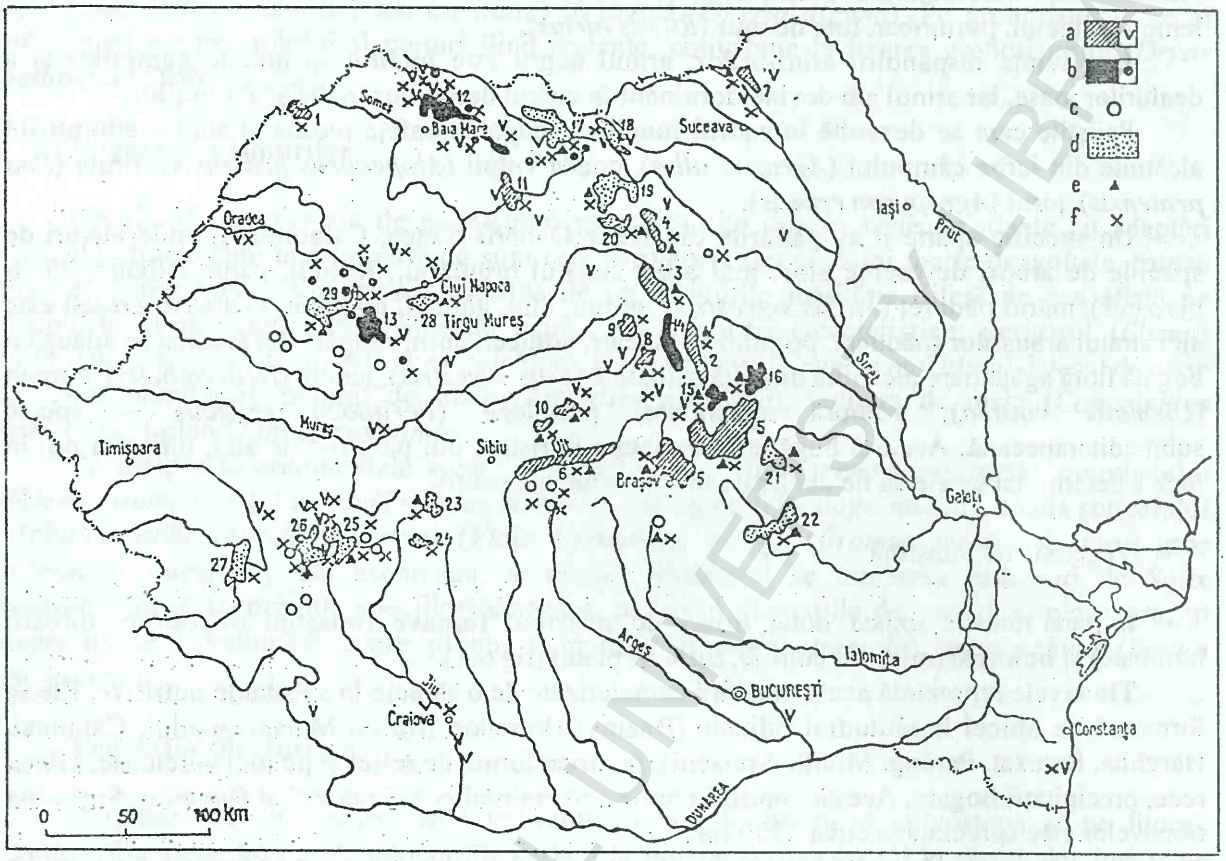


Fig. 6.8. Răspândirea mlaştinilor în România. a. Regiuni de mlaştini eutrofe: 1, bazinul Crasnei; 2, Depresiunea Ciucului; 3, Depresiunea Giurgeului; 4, Depresiunea Bilbor; 5, Depresiunea Braşovului; 6, Depresiunea Făgăraşului; 7, Lunca Bahnei; 8, Poalele Harghitei; 9, Platoul Praid-Dealu; 10, zona cu alunecări de la Saeş; 11, alunecările de la Nimigea şi Zagra. b, regiuni cu mlaştini oligotrofe; 12, Munţii Oaş-Ţibleş; 13, Muntele Mare; 14, Munţii Harghitei; 15, Munţii Bodocului; 16, Munţii Nemirei. c, mlaştini mezotrofe; d. Regiuni cu complexe de mlaştini eutrope, oligotrofe şi mezotrofe; 17, Munţii Maramureş-Rodnei; 18, Obcinele Lucina, Fundu Moldovei; 19, Depresiunea Dornelor; 20, Munţii Călimani; 21, Munţii Penteleu; 22, Subcarpaţii Buzăului; 23, Valea Superioară a Sebeşului; 24, Munţii Parâng; 25, Munţii retezat; 26, Munţii Ţarcu-Godeanu; 27, Munţii Semenic; 28, Dealul Feleacului; 29, Munţii Bihorului şi valea superioară a Someşului Cald; e, relicte glaciare; f, staţiuni cu analize sporopolinice (Geografia fizică a României, vol I).

Vegetaţia lacurilor.

Vegetaţia cea mai bogată se observă la lacurile de şes. În general, vegetaţia este aşezată concentric, de la margine spre centru.

Flora de la periferie este alcătuită din stuf (*Phragmites*), papura (*Typha*) şi pipirigul (*Scirpus*); urmează plante cu frunze plutitoare care apar odată cu creşterea adâncimii apei: nufărul galben (*Nuphar luteum*), nufărul alb (*Nymphaea alba*), ciulinul (*Trapa natans*), iarba broaştelor (*Alisma plantago*), lintiţa (*Lemna minor, L. trisulea*), broscăriţa (*Potamogeton natans*) şi flora submersă alcătuită din: brădiş (*Myriophyllum verticillatum*) şi întinse pajişti de alge.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Pentru lacurile din Delta Dunării este caracteristică prezența plaurului alcătuit din rădăcini și rizomi încâlcite ca o plasă pe care se instalează un strat subțire de sol ce susține o bogată floră și faună.

Vegetația Mării Negre.

Marea Neagră prezintă anumite particularități date de: existența unei stratificații a apei (sub adâncimea de 170 m apar apele cu hidrogen sulfurat), prezența salinității 18-19‰ în zona litorală, prezența valurilor, structura petrografică a fundului. Se deosebesc două subzone distincte: o subzonă prelitorală, între țărm și adâncimi până la 10 m, unde se dezvoltă adevărate câmpuri de alge verzi (*Clorophyceae*) care se fixează pe stânci, pietre și pe nisip, pajiști de iarbă de mare (*Zostera marina*);

Subzona litorală propriu-zisă extinsă în larg până la adâncimi de 70 m, constituită din alge brune (*Phaeosphyceae*) dintre care o mare răspundere o are asociația cu Cystoseira, iar la adâncimi mai mari se dezvoltă algele roșii (*Rhodophyceae*).

Vegetația segetală și ruderală.

Se întâlnește în România pe suprafețe întinse. Instalarea și menținerea ei este legată aproape exclusiv de activitățile omului.

Vegetația segetală însoțește culturile agricole, iar vegetația rudelară așezările omenești și drumurile. Frecvența acestei vegetații este mai mare la câmpie unde peste 90% din suprafață este cultivată iar așezările și drumurile sunt numeroase. La dealuri vegetația segetală scade, în schimb, cea rudelară este tot atât de numeroasă. La munte atât vegetația segetală, cât și cea ruderală se întâlnește sporadic până la altitudini mari. În vegetația segetală se întâlnesc comunități de buruieni care sunt diversificate funcție de tipul culturii (păioase sau prășitoare). În vegetația ruderală sunt delimitate comunități specifice solurilor bătătorite din curți și pe marginea drumurilor și cărărilor, în grădini și pe lângă garduri în izlazurile degradate.

6.3.4. *Modificări antropice ale florei și vegetației României*

Procesul de antropizare a vegetației a început odată cu trecerea omului de la faza de culegător la cea de cultivator. Exercitarea s-a făcut direct, când au început defrișări de mari proporții pentru a face loc culturilor agricole, pășunilor și fânețelor, dar și indirect prin intermediul animalelor domestice care au impus o presiune permanentă, mult mai mare decât a animalelor sălbatice asupra vegetației. Urmare a acestor presiuni, în domeniul forestier și în etajul subalpin au apărut pajiști naturale secundare, care se dezvoltă autonom, dar se mențin numai ca urmare a activităților antropice.

Pe suprafețe mari au fost distruse prin tăiere și incendiere tufărișurile de jneapăn (Făgăraș, Rodna) și rariștile de pe platourile slab înclinate din Șureanu, Cindrel, Rodna. Etajul forestier a suferit modificări nu numai ca suprafață dar și în privința structurii floristice, s-au distrus prin tăiere și incendiere pădurile de pin negru și alun turcesc din sud-vestul țării încât sunt pe cale de dispariție. Tăierile preferențiale pentru anumite specii valoroase din pădurile de amestec (fag – rășinoase sau fag – carpen – gorun) au favorizat formarea unor păduri pure fie de fag fie de carpen.

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În câmpie, în urma tăierilor de stejar a crescut ponderea arboretelor de tei. Cel mai puternic a fost modificată vegetația din zonele de câmpie, unde stepele și silvostepele au devenit terenuri cultivate. Formațiunile de stepă și silvostepă, acolo unde nu au fost desțelenite, s-au transformat în pajiști degradate cu *Agropyron repens, Cynodon dactilon; Poa bulbosa.*

Prin lucrările de desecare ale terenurilor mlăștinoase, s-au restrâns plantele higrofile, dispărând și unele plante rare, specii relicte valoroase din punct de vedere științific: În schimb, în anumite zone, în urma intervențiilor prin irigare au apărut fenomene secundare de gleizare și sărăturare a solurilor ceea ce a determinat schimbări și în vegetație.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CAPITOLUL 7

FAUNA

Poziția geografică pe continent a țării noastre și prezența pe teritoriu a Carpaților determină o faună bogată și variată. Situarea la răscruce a teritoriului se reflectă în interpătrunderea faunei central-europene cu cea pontică, peste care în partea sudică se suprapun elemente meridionale. Astfel, în zona deluroasă și carpatică, fauna este predominant central-europeană. În partea sud-estică unde a existat în trecut stepa, se extinde fauna pontică caracteristică Europei estice. Din Europa sudică pătrund mai ales în Banat, Oltenia, Dobrogea elemente submediteraneene care constituie asociații de tip submediteranean.

Distribuția spațială a faunei este strâns legată de climă și vegetație. Astfel, ea variază nu numai latitudinal (formând zone) cât și în altitudine (alcătuind etaje faunistice). În concordanță cu condițiile introduse de Carpați, care generează apariția unor elemente autohtone, precum și cele caracteristice zonelor latitudinale, elementele componente ale faunei României constituie zone dispuse pe orizontală și etaje faunistice desfășurate pe verticală ce corespund aproximativ cu zonele și etajele bioclimatice. Astfel, în cadrul faunei terestre se disting, în regiunile de câmpie, zona faunei de **stepă - silvostepă** ca o continuare a celei est-europene, iar în regiunile de câmpii înalte și podișuri zona faunei pădurilor de foioase reprezentate de **stejarete**.

În regiunea dealurilor înalte și de munte, fauna constituie etaje faunistice (etajele: gorunetelor, făgetelor, pădurilor de rășinoase, alpin) care deși sunt analoage cu formațiunile faunistice latitudinale au anumite caractere proprii ce le deosebesc de acestea (Drugescu, 1983).

7.1. Originea faunei actuale

Fauna actuală din România este rezultanta, în mare măsură, a perturbațiilor climatice și deplasării speciilor în timpul glaciațiilor. În perioadele glaciare, fauna de climă caldă a dispărut sau s-a retras în sud, iar elementele arctice, siberiene și altaice venite dinspre nord-est și est, s-au amestecat cu speciile de climă rece din Carpați și au coborât la altitudini mici.

Marea majoritate a speciilor de animale care populează pădurile și câmpiile României au venit din refugiile glaciare după retragerea definitivă a calotei glaciare din Europa centrală

BCU IASI / ALMA MATER UNIVERSITY LIBRARY

şi dispariţia gheţarilor din Carpaţi. În literatură sunt cunoscute 14 refugii glaciare arboreale. Dintre acestea doar câteva au contribuit la constituirea faunei de pădure de la noi: refugiul mediteranean, refugiul caucazian (sau „caspic"), refugiul sirian, refugiul manciurian.

În ceea ce priveşte asigurarea faunei de stepă şi de câmpie din România, se consideră că din cele opt refugii ale faunei de deşert şi stepă aridă, un rol determinant l-a avut refugiul aralo-caspic şi, într-o măsură mai mică, refugiile iranian, sirian, mongol, tibetan.

Mecanismele de formare a faunei au fost:

- radiere autohtonă adoptivă din centrele de evoluţie şi de specializare;
- colonizare continuă din refugiile glaciare;
- expansiune recentă datorită adaptării la noi biotopuri.

Majoritatea speciilor faunistice sunt de origine europeană sau central europeană şi mai puţine au proveniență pontică, turano-pontică, ponto mediteraneană, mediteraneană şi balcanică (fig. 7.1).

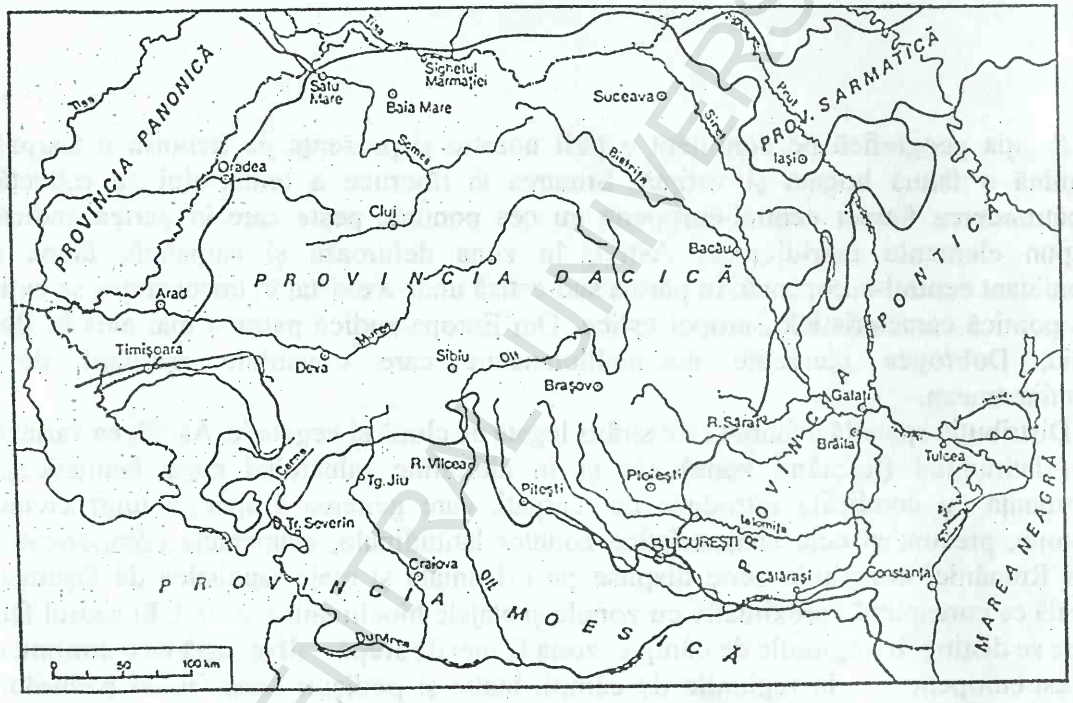


Fig. 7.1. Provinciile biogeografice ale României (Călinescu, 1969)

Elemente central europene includ o serie de mamifere: căprioara (*Capreolus capreolus*), veverița (*Sciurus vulgariss*), iepurele (*Lepus europaeus*), mistreţul (*Sus scrofa*) mamifere; gaița (*Garrulus glandarcus*) păsări.

Elemente europene: vulpea (*Vulpes vulpes*), jderul (*Martes foina*), pisica sălbatică (*Felis silvestris*) mamifere; guşterul (*Lacerta viridis*), reptile; cojoaica (*Certhia familiaris*), specii de sturzi (*Turdus viscivorus*, *T. philomelas*), mierla (*T. merula*), brumărița (*Prunella modularis*), pescăruşul verde (*Alcedo atthis*), cristeiul roşu (*Crex crex*) ş.a. (păsări).

Elemente pontice răspândite în stepele din nordul Mării Negre: dropia (*Ottis tarda*), spârcaciul (*Ottis tetrax*), ambele pe cale de dispariţie (păsări); hârciogul (*Cricetus cricetus*), dihorul de stepă (*Putorius ewersmani*) (mamifere), ciocârlia neagră (*Melana corypha*), acvila de stepă (*Aquila repax orientalis*), şorecarul mare (*Buteo rufinus*).

BUCUREŞTI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Elemente balcano-asiatice reprezentate prin: dihorul pătat (*Vormela peregusna*), viperă cu corn (*Vipera amadites*), şopârla de Crimea (*Locerta taurica*);

Elemente mediteranene cuprindo serie de păsări între care: vulturul pleşuv (*Aegypius monachus*), ţigănuşii (*Plegadis falcinellus*), potârnichea de stâncă, apoi nevertebrate; scorpionii, călugăriţa (*Mantis religiosa*). Au pătruns în ţara noastră în perioadele calde post glaciare.

Elementele tibetane sunt în număr relativ redus şi populează marile înălţimi carpatice: zăganul (*Gypaëtus barbatus*), care este pe cale de dispariţie; cinteza alpină (*Montifringilla nivalis*), fisa alpină (*Anthus spinoletta*), brumăriţa alpină (*Prunella callaris*) păsări.

Elemente de origine arctică: bufniţa de zăpadă (*Strix uralensis*), fundacul polar (*Calymbus articus*), cintiţa de iarnă (*Fringila montifringilla*), inăriţa (*Cardulis flammea*) ş.a. (păsări).

Elemente alpine: capra neagră (*Rupicapra rupicapra*), şoarecele de zăpadă (*Microtus nivalis*) (mamifere), cintiţa de zăpadă (*Montifringila nivalis*), mierla guberată (*Turdus tarquatus*), brumăriţa (*Prunella callaris*) (păsări).

Elemente faunistice endemice şi relicte sunt reprezentate prin puţine specii. Funcţie de vârstă endemismele se împart în neoendenisme şi paleoendenisme.

Neoendenismele reprezintă specii formate recent, dar în curs de extindere, majoritatea cu rang de subspecii. Mai frecvente sunt gasteropodele, himenoptere, isopode, reptile, păsări. Dintre păsări: piţigoiul (*Parus montanus transsilvanicus*), cucuveaua (*Strix uralensis macroura*), iar dintre mamifere şoarecele de zăpadă (*Microtus nivalis*).

Paleoendemismele au de asemenea areale mici, dar în curs de reducere; au o vechime mai mare decât neoendenismele.

Relictele sunt specii izolate de centrul lor principal de distribuţie şi a căror prezenţă este explicată doar prin acţiunea unor condiţii naturale care nu mai există astăzi. Relictele sunt preglaciare şi postglaciare, supravieţuind numai în anumite biotopuri. Cele mai cunoscute sunt **relictele glaciare**: capra neagră (*Rupicapre rupicapra*), şoarecele de zăpadă (*Microtus arvalis ulpius*), cocoşul de mesteacăn (*Lirurux tetrix*), ciocănitoarea de munte (*Piccoides tridactillus alpinus*), şopârla de munte (*Lacerta vivipara*), vipera neagră (*Vipera berus*). Relictele glaciare sunt numeroase în etajul alpin, locurile umbrite, mlaştini de turbă.

Relictele preglaciare au supravieţuit doar în staţiuni cu climat mai blând (versanţi cu expunere sudică, în apropierea apelor termale). Unele specii au supravieţuit datorită rezistenţei lor deosebite: amfibienii tritonul (*Triturus montandoni*) reptile: năpârca (*Anguis fragilis*), şarpele de casă (*Natrix natrix*).

7.2. Unităţile şi subunităţile zoogeografice ale faunei terestre.

Conform regionării biogeografice efectuată de R. Călinescu (1969), pe teritoriul României sunt delimitate 5 provincii zoogeografice (fig.7.1). În cadrul provinciilor se individualizează districte, subdistricte, sectoare, subsectoare.

Provincia dacică include cea mai mare parte din teritoriul României, îndeosebi teritoriile muntoase şi deluroase din centrul ţării, depăşind, în nord, graniţele ţării. Cuprinde fauna central-europeană cu multe endemisme şi cu o vechime mai mare ca a provinciilor învecinate.

Animalele specifice: *Microtus arvalis, Spalax graecus antiquus* (mamifere); cucuveaua transilvană (*Athene noctua daciae*), piţigoiul transilvan (*Parus montanus transsylvanicus*) (păsări); tritonul (*Triturus montandoni*) (amfibia), coleoptere, chilopode ş.a.

Provincia panonică, are o faună central-europeană cu multe elemente de origine pontică. Ocupă vestul României, fiind mai recentă decât precedenta.

Provincia moesică cuprinde faună central-europeană cu numeroase infiltrații submediteraneene și mediteraneene. Include sud-estul Banatului, sud-vestul Olteniei, sudul Munteniei, sud-vestul Dobrogei. În marea lor majoritate, speciile sunt termofile: vipera cu corn (*Vipera ammodytes ammodytes, V. ammodytes montandoni*), broasca țestoasă (*Testudo hermanni*) (Reptilia), chilopode, gesteropode ș.a.

Provincia moldavo-podolică include specii caracteristice regiunilor de stepă și silvostepă. Între speciile cunoscute la noi: cățelul pământului (*Spalax graecus*) (mamifere); *Helix vulgaris* (gasteropode), lepidoptere, himenoptere ș.a.

Provincia pontică ocupă ținuturile de stepă și silvostepă din sud-estul țării (Bărăgan, Dobrogea, sud-estul Moldovei), având cea mai tânără faună din România. Se individualizează speciile: hârciog (*Cricetus cricetus*), popândăul (*Citellus citellus*), șoarecele de stepă (*Sicista subtilis*) (mamifere), șopârle (*Eremias arguta deserti*), apoi fluturi, lăcuste ș.a.

7.3. Repartiția faunei terestre

Deși există o anumită similitudine între etajele faunistice și variația faunei pe latitudine, acestea nu sunt identice, creșterea altitudinii nu duce la schimbări în privința anotimpurilor, zilelor, nopților. Prin urmare fiecare unitate faunistică altitudinală are constituenți zoologici cu adaptări corespunzătoare potrivite ca mediul respectiv. Există, totuși, și unele afinități ale faunei alpine cu cea boreală; de asemenea, între elementele faunistice ale pădurilor de conifere și cele eurosiberiene. Totodată, există și animale euribionte, care au răspândire largă, din stepă până în etajul alpin, ca lupul (*Canis lupus*), vulpea (*Vulpes vulpes*), iepurele (*Lepus capensis*), mistreț (*Sus scrofa*), pisica sălbatică (*Felis silvestris*), apoi păsări: potârnichea (*Perdix perdix*), gaița (*Garulus glandarius*), grangurele (*Oriolus osiolus*), Silvia cu cap sur (*Sylvia communis*) ș.a.; șerpi: șarpele de alun (*Coronela austriaca*), șarpele de pădure (*Elaphe longissima*), gușterul (*Lacerta viridis*), broasca râioasă verde (*Bufo viridis*).

În general, în țara noastră se poate distinge o faună zonală care include: fauna stepelor și silvostepelor și fauna stejăretelor precum și formațiunile faunistice altitudinale care cuprind: etajul faunistic al gorunetelor, etajul faunistic al făgetelor, etajul faunistic al pădurilor de conifere, etajul faunistic al pajiștilor alpine și al tufișurilor subalpine. În condițiile speciale de substrat, relief, climă și vegetație se întâlnesc și tipuri de faună zonală sau extrazonală.

7.3.1. *Fauna zonală*

7.3.1.1. Fauna stepelor și silvostepelor ocupă formele de relief cu altitudini mici din sud-estul țării, reprezentând o continuare a faunei din sudul Ucrainei. În România se întâlnește în primul rând în partea de est a țării, în Câmpia Covurluiului, Bărăgan, cea mai mare parte din Dobrogea.

Dintre mamiferele caracteristice sunt în primul rând rozătoarele: popândăul (*Citellus citellus*), hârciogul (*Cricetus cricetus*), grivanul cenușiu (*Cricetullus migratorius*), șoarecele de câmp (*Microtus arvalis*), orbetele (*Spalax leucodon*), iepurele de câmp (*Lepus europaeus*).

Cu aceste rozătoare se hrănesc unele mustelide ca dihorul de stepă (*Mustela eversmani*) și dihorul pătat (*Vormela peregusna*) ca și unele păsări răpitoare: șorecarul mare (*Buteo rufinus*), acvila de stepă (*Aquila rapax orientalis*), șorecarul încălțat (*Buteo logopus*), eretele alb (*Circus macrouros*).

Dintre păsările caracteristice stepei sunt dropia (*Otis tarda*) (specie pe cale de dispariție), pitpalacul (*Caturnix coturnix*), potârnichea (*Perdix perdix*) și cârsteiul de câmp (*Crex crex*), apoi ciocârliile (*Melanocorypha calandra; Calandrella brachydactyla*), fâsa de

câmp (*Anthus campestris*), lăcustarul (*Pastor roseus*), sticletele (*Fringilla carduelis*), păstorița sau ochiul boului (*Motacilla flava*), presura (*Emberiza aurea*). În pâlcurile de păduri se întâlnesc dumbrăveanca (*Coracias garrulus*), vrăbiile (*Passer domesticus*), ciorile (Cioara de semănătură, cioara grivă, cioara neagră) care fac parte din familia convideeelor (*Corvus*).

Dintre reptile șopârla de stepă (*Eremias arguta*), șopârla verde (*Lacesta viridis*) iar în Dobrogea, șopârla dobrogeană (*Lacesta taurica*). Șerpii sunt reprezentați prin: balaur (*Elaphe quatuorlineata sauromates*), șarpele rău (*Coluber caspius*), vipera de stepă (*Vipera ursini renardi*).

Amfibienii sunt prezenți prin: broasca râioasă verde (*Bufo viridis*), broaștele săpătoare (*Pelobates fuscus*) și *P. syricus balcanicus* (localizată numai în Dobrogea și sud estul Munteniei). În Dobrogea se întâlnește broasca țestoasă de uscat (*Testudo graeca*).

Este foarte numeroasă fauna insectelor: cosași (Lacusta viridis), greieri (*Liogrillus campestris*), scarabeii (*Scarabeus affinis*), cărăbușul de stepă (*Anoxia vilosa*), specii de viespi, fluturi, iar în Dobrogea călugărița (*Mantus religiosa*) specie mediteraneeană.

7.3.1.2. Fauna stejăretelor

Animalele fiind mai puțin dependente de sol și microclimat decât plantele, este greu de a face distincție între fauna gonunetelor și cea a subzonei de stejari mezofili. De aceea multe dintre speciile de mamifere și chiar păsări nu sunt locuitori tipici ci unele pot ajunge până în zona montană (veverița, pârși) iar altele chiar în stepe (iepurele).

Între mamiferele foarte răspândite sunt: lupul (*Canis lupus*), vulpea (*Vulpes vulpes*), iepurele (*Lepus europaeus*), căprioara (*Capreolus capreolus*) și în mai mică măsură mistrețul (*Sus scrofa*) și pisica sălbatică (*Felis silvestris*), veverița, specii de pârși, șoarecele gulerat (*Apodemus tauricus*).

Dintre păsări: mierla (*Turdus merula*), sturzul cântător (*T. philomelos*), sturzul-de-vâsc (*T. viscivorus*), ciocârlia de pădure (*Lullula arborea*) care iernează în regiunea mediteraneană, câneparul (*Carduelis cannabina*), pițigoiul de livadă (*Parus lugubris*), gaița (*Garrulus glandarius*), gaia roșie (*Milvus milvus*) care este un răpitor, fazanul (*Phasianus colchicus*), pasăre originară din Caucaz, privighetoarea mare (*Luscinia luscinia*), privighetoarea mică (*Luscinta megarhynchos*), silvia (*Sylvia curruca*), silvia porumbacă (*Sylvia nisoria*) care toamna migrează în părțile de sud-est ale Africii, silvia cu cap sur (*Sylvia communis*), comună în toată țara.

Multe dintre păsări sunt insectivore, căutându-și hrana adesea în scoarța copacilor: cojoaica (*Cesthia familiaris*), țicleanul (*Sita europaea*), ciocănitorile: reprezentate prin mai multe genuri și specii: ciocănitoarea de grădini (*Dendrocopos syriacus balcanicus*), ciocănitoarea mică (*Dendrocopos minor*), ciocănitoarea mare (*Dendrocopos major*), ghionoaia sură (*Picus canus*), vârdarea (*Picus viridis*), grauri (*Sturnus vulgaris*), pițigoiul (*Parus major*), porumbelul de scorbură (*Columba aenas*), turturica (*Streptopelia turtur*), dumbrăveanca (*Coracias garrulus*), pupăza, florintelor (*Carduelis chlores*), presura de grădină (*Emberiza hortulana*) ș.a.

Dintre reptile se întâlnesc specii de șopârle, șarpele orb (*Anguis fragilis*). În pădurile din Banat și Oltenia trăiește broasca țestoasă de uscat (Testudo hermani), iar în Dobrogea T. Graeca. În lungul apelor trăiesc tritoni (*Triturus vulgaris* și *T. cristatus*). Este foarte bogată fauna insectelor, unele având existența legată de aceste păduri: omida stejarului (*Lymantria dispar*), molia verde a stejarului (*Tartrix viridana*), molia ghindei, cotarul stejarului, răsucitorul frunzelor de stejar, cariul scoarței ș.a.

7.3.2. *Etajarea faunei*

7.3.2.1. Etajul faunistic al făgetelor

În făgete, condiţiile de viaţă scad ca favorabilitate faţă de etajul gorunetelor dar rămân destul de bune în privinţa hranei şi a optimului termic. Unele dintre mamifere găsesc posibilităţi maxime de adaptare: cerbul (*Cervus claphus*), mistreţul (*Sus scrofa*), căprioara viezurele (*Meles meles*), lupul, jderul de pădure (*Martes martes*), jderul de piatră (*Martes foina*), ursul brun (*Ursus arctos*), veverița, pârşul cu coadă stufoasă (*Dryomis nitedula*), pârşul de alun (*Muscardinas avellanarius*), şoarecele gulerat (*Apodemus tauricus*), specii de şobolani.

Dintre păsări unele au fost întâlnite şi în pădurile de gorun, altele sunt caracteristice acestui etaj, piţigoiul de munte (*Parus montanus*), muscarul mic (*Ficedula parva*), muscarul negru (*F. hypolecos*), auşelul sprâncenat (*Regulus ignicapilus*), pitulicea (*Phyloscopus sibilatrix*), ciocănitoarea cu spate alb (*Denosacopos buceta*), porumbelul gulerat (*Columba palumbus*). O pasăre caracteristică pentru aceste păduri este ierun ca (*Tetrastes bonasia*) care face parte din aceeaşi familie cu cocoşul de munte şi cocoşul de mesteacăn. În ultimul timp a început să fie tot mai rară.

Nevertebratele îşi desfăşoară o mare parte din ciclul vital pe fag, molia jirului (*Carpocapsa grossana*), coleopterul croitorul fagului (*Rozalia alpina*), gândacul de scoarță al fagului (*Ernoporus fagi*), ţânţarul de frunză al fagului (*Mikiola fagi*) ş.a.

7.3.2.2. Etajul faunistic al pădurilor de conifere

Pădurile de conifere se deosebesc de cele de foioase în privinţa condiţiilor biotice şi abiotice pe care le oferă. De aceea unele specii de animale sunt strâns legate de condiţiile respective, având populaţii numeroase şi mai puţin oscilante pe verticală.

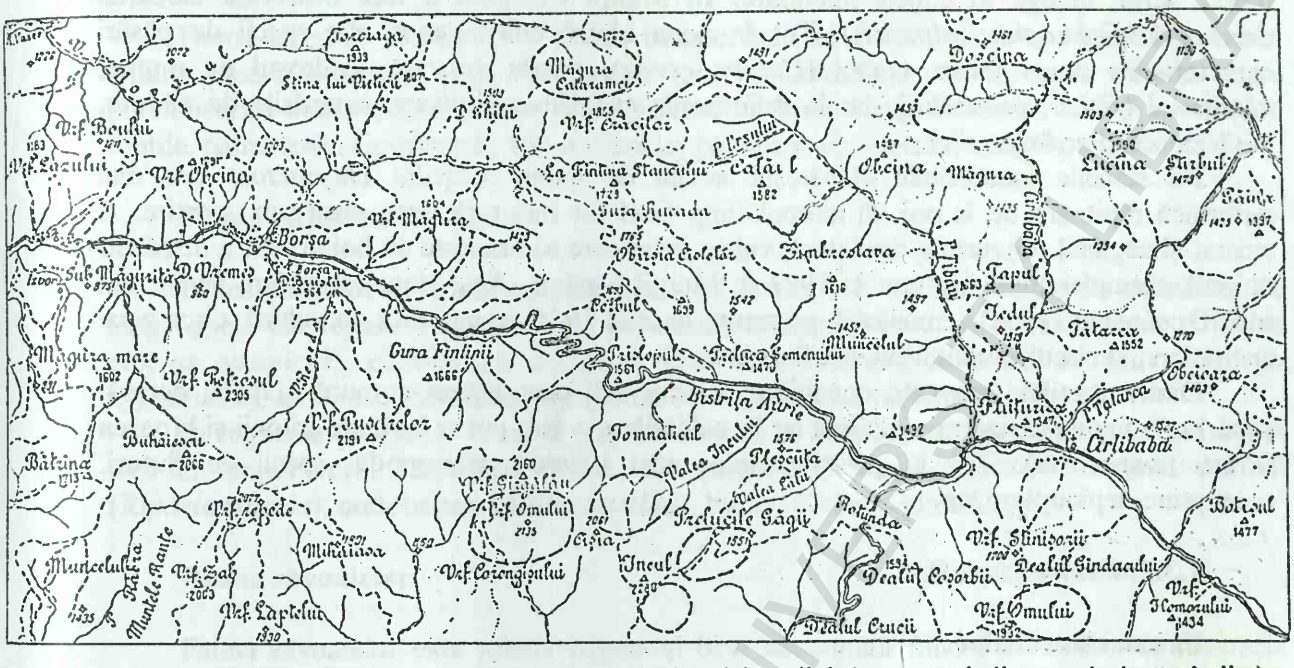
Mamiferele întâlnite aici sunt şoarecele vărgat (*Sicista betulina*), şoarecele scurmător (*Clethrionomys glareolus*), ursul, cerbul, râsul (*Lynx lynx*).

Păsările îşi au reprezentanţi tipici, cocoşul de munte (*Tetrao urogallus*), o pasăre de taiga (femela fiind declarată monument al naturii), cocoşul de mesteacăn (*Lyrurux tetrix*) prezent numai în Carpaţii Orientali nordici (fig. 7.2), aflându-se pe cale de dispariţie, ierunca, ciocănitoarea cu trei degete (*Picoides tridactylos*) care este un relict glaciar, negraica (*Dryocopus martius*). Păsările răpitoare sunt reprezentate prin acvila de munte (*Aquila chrysaëtos*), în prezent fiind tot mai rară.

În pădurile de conifere trăiesc şi unele păsări euritope precum buha (*Bubo bubo*) şi huhurezul (*Strix aluco*) ambele coborând până în zăvoaie, apoi ciuhurezul (*Surnia ulula*) şi huhurezul mare (*Strix uralensis*).

Adaptată pentru pădurile de răşinoase este forfecuţa (*Loxia curvirostra*) care în iernile grele coboară până în pădurile de stejari, alunarul (*Nucifraga caryocactes*) ce coboară iarna spre făgete; corbul (*Corvus corax*) urcă până în golurile alpine, uliul păsărar (*Acipenser nisus*) specie nordică întâlnită mai ales în pasaj şi iarna; mierla şi ochiul boului (cuibăresc în pădurile de conifere), codroşul de munte (*Phoenicurus ochruros*) întâlnit în golurile alpine, iarna chiar în oraşe, auşeii care sunt oaspeţi de iarnă, pitulicea cuibăreşte în pădurile de răşinoase şi iarna migrează spre sud.

BCU IAŞI - FILIALA UNIVERSITĂŢII LIBRARY


Măgura Calaramei
Vf. Boului
Vf. Obcina
Vf. Măgura
Borşa
Sub Măgurita
Măgura mare
Vf. Pietrosul
Vf. Tudelelor
Bătrâna
Vf. Cebede
Vf. Omului
Vf. Cetenglului
Vf. Laptelui
Vf. Omului
Vf. Cârlibaba
Vf. Obcina
Vf. Omului
Vf. Cârlibaba
Vf. Tătarca
Vf. Obcioara
Vf. Bolcul
Vf. Cemocului
Dealul Crucii
Dealul Cocorbii
Dealul Sindaculu
Vf. Stinişoarii
Jgheabul Tibăului
Jgheabul Cârlibabei
Pârâul Tătarca
Pârâul Tătarca
Pârâul Cârlibabei
Pârâul Cârlibabei
Pârâul Bistriţa Aurie
Valea Ineului
Valea Calului
Valea Plescuţa
Prelucile Găgii
Ineul
Cisla
Tomnaticul
Bistriţa Aurie
Plescuţa
Rotunda
Dimbroslava
Tarul
Jedul
Obcina
Măgura
Lucina
Şurbul
Cârlibaba
Cârlibaba
Fundul Cârlibabei
Fundul Cârlibabei
Fundul Cârlibabei

se ascund urşi, lupi şi chiar iepuri. Dintre rozătoare, reprezentant tipic este considerat şoarecele de zăpadă (*Microtus nivalis ulpius*), apoi chiţcanul de munte (*Sorex alpinus*).

Păsările caracteristice sunt: fâsa de munte (*Anthus spinoletta*), flururaşul de piatră (*Tichodroma muraria*) care trăieşte pe pereţii stâncoşi, brumărița (*Prunella callaris*), în timpul iernii ajunge în etajele inferioare. În Munţii Cibinului a fost observată ciocârlia urecheată (*Eremophila alpestris*). Tot în zona alpină cuibăresc şi alte specii de păsări caracteristice zonei joase: corbul (*Corvus corax*), mierla gulerată, codroşul de munte, vânturelul (*Falco tinunculus*), iar în tufărişueile subalpine, pitulicea, brumărița de pădure, potârnichea (*Perdix perdix*).

Pe stâncile inaccesibile cuibăreşte acvila de munte (*Aquila chrysaëtos*) cea mai puternică răpitoare de la noi, în ultimul timp fiind tot mai rară, este pusă sub ocrotire. A existat şi zăganul (*Gypaëtus barbatus*), vultur uriaş care se hrăneşte cu hoituri dar a dispărut, ultimul exemplar fiind capturat în 1927 în Munţii Făgăraş. Apar doar exemplare venite din sud. Dunăreanu (1956) semnalează prezenţa, în anul 1946, a unui stol de vulturi, circa zece exemplare, în circul Ciunfu Mare din Retezat.

Dintre reptilele adaptate condiţiilor acestui etaj sunt vipera comună (*Vipera berus*), şopârla de munte (*Lacerta vivipara*) iar în căldările glaciare pot fi întâlnite tritonii şi broasca (*Rana temporaria*). Tot în golurile alpine mai trăiesc gasteropode, specii de fluturi, coleoptere, lepidoptere etc.

7.3.3. *Fauna azonală*

Fauna stâncăriilor

Fauna stâncăriilor este formată din specii care prezintă adaptări pentru a putea rezista (ventuze şi cârlige în cazul insectelor, gheare foarte ascuţite şi tălpi cu suprafaţa rugoasă – păsările – iar mamiferele cum este capra neagră compensează roaderea copitelor prin creşterea rapidă a învelişului cornos.

Păsările care preferă acest biotop sunt fluturaşul de stâncă (*Tichodroma muraria*), vânturelu roşu (*Falco tinnunculus*), şoimul călător (*F. peregrinus*), brumărița de stâncă (*Prunella callaris*), mierla de piatră (*Monticola saxatilis*), stăncuţa (*Coleus monedula*), presura de munte (*Emberiza cia*), lăstun de stâncă (*Hirundo rupestris*). Dintre reptile se întâlneşte şopârla de ziduri (*Podarcis muralis*) care formează colonii bogate. Gasteropodele preferă acest teren pentru alcătuirea minerală.

Fauna dunelor de nisip

Această faună este în general săracă, în special în vertebrate care prezintă unele adaptări morfofiziologice şi etologice corespunzătoare: consum redus de apă, hrană suculentă, transpiraţie şi mobilitate reduse, homocromie cu valoare de protecţie, ţepi chitinoşi sau peri elastici ş.a.

Dintre vertebrate, caracteristică este şopârla de nisip (*Eremias arguta deserti*), şopârla de iarbă (*Lacerta taurica*), vipera de stepă (*Vipera ursini renardi*) apoi păsări: şerparul (*Circaetus gallicus*), cocoşarul (*Turdus pilaris*), cenuşarul (*Ailanthus altissima*). Nevertebratele sunt mai bine reprezentate de lepidoptere specifice biotopurilor aride.

Fauna sărăturilor

Fauna sărăturilor ocupă suprafeţe mici în jurul unor lacuri din câmpii sau pe litoralul Mării Negre, şi este slab reprezentată. Dintre speciile cu frecvenţă mai mare acestui biotop

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

sunt păsările: prundăraşul de sărătură (*Charadrius alexandrinus*), pasărea ogorului (*Burhinus oedicnemus*), ciovica roşcată (*Glareola platinocola*); apoi insectele, heteropterele.

Fauna terestră a tinoavelor

Fauna terestră a tinoavelor are în componenţa sa multe relicte şi elemente boreale. Dintre păsări remarcăm fâsa de pădure (*Anthus trivialis*), ciocănitoarea pestriţă mare (*Dendocopos major*), fâsa de luncă (*A. pratensis*). Sunt destul de numeroase şi speciile de reptile, batracienii şi amfibienii. Dintre insecte: păianjeni, coleoptere, himenoptere.

Fauna pajiştilor de luncă

Fauna pajiştilor de luncă prezintă trăsături distinctive, variind funcţie de altitudine. Pe lângă apele din regiunea muntoasă şi deluroasă trăiesc păsările: pescărelul negru (*Cinclus cinclus aquaticus*), codobatura de munte (*Motocila cinerea*), fluierarul de munte (*Tringa hypoleucos*), iar dintre batracieni, buhaiul de baltă (*Bombina variegata*).

În regiunile mai joase (deal şi şes) zoocenoza se îmbogăţeşte cantitativ şi calitativ; mai ales în timpul verii. Păsările întâlnite sunt prigoria (*Merops apiaster*), lăstunul de mal (*Riparia riparia*), codobatura (*Motacila alba*), barza (*Ciconia ciconia*),

Fauna zăvoaielor

Fauna zăvoaielor este relativ bogată şi bine structurată fiind determinată de resursele alimentare abundente. Dintre păsările întâlnite sunt: pescărelul albastru mic (*Alcedo athis*), acvila de câmp (*Aquila heliaca*). Sunt numeroase şi insectele fitofage, ţânţarii.

Fauna pajiştilor de luncă a stufăriilor şi zăvoaielor din Lunca Dunării

Fauna pajiştilor de luncă a stufăriilor şi zăvoaielor din Lunca Dunării este extrem de variată, distribuţia sa depinzând de perioada vegetativă cât şi de raportul cu celelalte elemente ale mediului.

În jurul lacurilor sunt frecvente păsările: prundăraşii (*Charadrius dubiuus*), nagâţul (*Vanellus vanellus*), ovozeta (*Recurvirostra ovosetta*), fluierarii (*Tringa totanus, T. stagnatilis, T. ochropus*), lopătarul (*Platalea leucorodia*), stârcul cenuşiu (*Ardea cinerea*), egreta mică (*Egreta garzetta*), stârcul galben (*Ardeola ralloides*), stârcul pitic (*Ixobrichus minutus*), codobatura cu cap negru (*Motacilla flava*), găinuşa de baltă (*Galinula chlorapus*). Tot aici se întâlnesc şi unele mamifere: vidra (*Lutra lutra*), nurca (*Mustela lutreola*), guzganul de apă (*Arvicola terrestris*); reptile: broasca ţestoasă de baltă (*Emys orbicularis*), şarpele de apă (*Natrix tesselata*); amfibieni: broaştele de lac: (*Rana lessonae, R. ridibunda*), buhaiul de baltă (*Bombina bombina*) şi tritonii (*Triturus cristatus, T. vulgaris*).

Pe pajiştile umede din luncă se întâlnesc păsările: codobatura galbenă (*Motacilla flava*), fâsa de luncă (*Anthus pratensis*), cârsteii (*Rallus aquaticus, Crex crex*), barza (*Ciconia ciconia*), egreta mare (*Egreta alba*), piciorongul (*Himantopus himantopus*), scoicarul (*Haemantopus ostralegus*) şi cocorul mare (*Grus grus*).

Stufărişurile şi păpurişurile constituie loc de adăpost, cuibărit şi hrană pentru numeroase păsări: privighetoarea de stuf (*Locustella luscinoides* şi *Lusciniola melanopogon*), piţigoiul de stuf (*Ponurus biarmicus*), lăcarul mare (*Acrocephalus orundinaceus*), lăcarul de stuf (*A. palustris*), lăcarul de pipirig (*A. paludicola*), presura de stuf (*Emberiza shoeniculus*).

BCU CLUJ / UNIVERSITY LIBRARY

În rogozuri şi păpurişuri cuibăresc unele specii de raţe: raţa sălbatică mare (*Anas plathyrynchos*), raţa cârâitoare (*A. quelquedula*), raţa cu ciuf (*Netta rufina*). În migraţii şi pasaj mai apar: raţa fluierătoare (*Anas penelope*), raţa sulițar (*A. acuta*) şi lişiţa (*Fulica atra*).

Tot aici se mai întâlnesc în zbor, chirighiţa neagră (*Chlidonias niger*), chirighiţa albă (*C. leucopteras*), pescăruşul râzător (*Larus ridibundus*), pescăruşul mic (*L. minutus*). Dintre păsările răpitoare cea mai întâlnită este uliul de stuf (*Circus aeruginosus*).

În zăvoaie trăiesc atât specii de pădure cât şi reprezentanţi ai faunei de pajişti. O parte dintre păsări clocesc aici, gaiţa (*Garalus glandarius*), mierla (*Turdus merula*), piţigoiul (*Parus major*), altele sunt în pasaj: sitarul (*Scolopax rusticola*), porumbelul de scorbură (*Columba oenas*), dumbrăveanca (*Coracias garrulus*), pupăza (*Uppupa epops*), graurul (*Sturnus vulgaris*), cucul (*Cuculus canorus*).

Pe seama acestora trăiesc şi numeroase păsări răpitoare. Cucuveaua comună (*Athene noctua*), buha (*Bubo bubo*), ciuful (*Asio otus*), gaia neagră (*Milvus nigrans*), vânturelul (*Falco tinnuculus*), şoimul rândunelelor (*F. subbuteo*), vânturelul de vară (*F. vespertinus*), acvila ţipătoare (*Aquila pomarina*), şoimul dunărean (*Falco cherrug danubialis*).

Mamiferele sunt mai puţin variate impunându-se câteva specii: pisica sălbatică (*Felis silvestris*), mistreţul (*Sus scrofa*), dihorul (*Putorius putorius*), şoarecele de pădure (*Apodemus sylvaticus*).

Fauna Deltei Dunării

Prin poziţia sa geografică, de întretăierea unor importante drumuri de pasaj ce trec pe aici, Delta Dunării este cel mai însemnat loc de popas al păsărilor migratoare între regiunea arctică şi cea tropicală. Acest aspect se observă cel mai bine primăvara şi toamna, când Delta devine un adevărat paradis ornitologic. Păsările constituie cea mai de seamă bogăţie faunistică a Deltei, totalul speciilor identificate ajungând la 280.

Totodată Delta Dunării este considerată de mulţi ornitologi străini, care au vizitat-o, ca cel mai însemnat dintre cele patru refugii ale lumii păsărilor din Europa, celelalte fiind Camargue (Franţa), Guadalquivir (Spania) şi Neusiedlersee (Austria).

Dintre păsările care clocesc în Deltă (aproximativ 180 specii) sunt: pelicanul alb (*Pelecanus onacrotalus*), pelicanul creţ (*P. crispus*), lebăda de vară (*Gygnus olor*), gâsca de vară (*Anser anser*), egreta mare (*Egreta alba*), egreta mică (*E. garzetta*), stârcul purpuriu (*Ardea purpurea*), stârcul galben (*Ardeola ralloides*), stârcul de noapte (*Nycticorax nycticorax*), lopătarul (*Platalea leucorodia*), ţigănuşul (*Plegadis falcinellus*), cormoranul mare (*Phalacocorax carbo*), cormoranarul mic (*Ph. Pygmaeus*), piciorongul (*Himantopus himantopus*), raţa cârâitoare (*Anas querquedula*) ş.a.

Unele dintre păsări sosesc iarna: lebăda de iarnă (*Cygnus cygnus*), raţa de gheaţă (*Clangula hyemalis*), raţa moţată (*Aythya fuligula*), gâsca cu gâtul roşu (*Branta ruficollis*), gâsca neagră (*B. berinda*), gâsca cu obrajii albi (*B. leucopsis*), gâsca de zăpadă (*Anser coerulescens*), raţa lingurar (*Anas clypeata*), raţa fluierătoare (*A. penelope*).

Dintre păsările de pasaj (circa 100 specii) mai interesante sunt: gârliţa mare (*Anser albifrons*), gâsca cu picioare roşii (*Anser brachyhynchus*), cocorul mare (*Grus grus*), vulturul pescar (*Pandion haliaetus*). Unele dintre păsări au devenit tot mai rare fiind pe cale de dispariţie: vulturul pleşuv alb (Neophron percnopterus), furtunarul (Puffinus puffinus), călifarul roşu (*Tadorna ferruginea*), călifarul alb (*Tadorna tadorna*), piciorongul (*Himantopus himantopus*), raţa mică (*Anas crecca*).

Vertebrate rare sunt: vipera de stepă (*Vipera ursini renardi*), şopârla de nisip (*Eremias arguta deserti*) şi şopârla de nisip (*Lacerta agilis euxinica*) care este un endemism.

În stufăriile Deltei Dunării, precum şi pe plaurul plutitor trăieşte şi o faună de mamifere: vidra (*Lutra lutra*), nurca (*Mustela lutreola*), şobolani de apă (*Arvicola*

BCU IAŞI - CENTRUL DE CULTURĂ UNIVERSITARĂ

amphibius). La viața de plaur s-au adaptat și hermina (*Mustela nivalis*) și hermina mică (*M. erminea aestiva*) care se hrănesc cu pești și amfibii.

În anii '50-'60, și-au făcut apariția câinele enot (câine jder) (*Nyctereustes procynoides*), bizamul (*Ondratra zibethica*) și nutria (*Myocastor coypus*) venind din zona Ucrainei. În Deltă mai trăiesc și o mulțime de specii de insecte dintre care unele sunt endemice: diptere, lepidoptere, himenoptere.

7.4. *Fauna acvatică*

7.4.1. *Originea speciilor acvatice*

Elementele faunistice de apă dulce diferă de cele tereste și, totodată, depind în mare măsură de mijloacele lor de răspândire. Animalele dulcicole legate de rețeaua hidrografică prezintă un areal ce coincide în linii mari cu bazinele fluviale: peștii, crustaceele superioare, majoritatea moluștelor. În general, ele aparțin unor grupe vechi de apă dulce, iar altele au origine marină.

Animalele primar – dulcicole sunt cele mai semnificative sub aspect biogeografic. Pe baza arealului se disting mai multe categorii de elemente.

– **elemente holarctice** au reprezentanți ca știuca (*Esos lucius*) și mihalțul (*Lota lota*);

– **elemente palearctice** răspândite în zona temperată a Europei și Asiei, includ unele elemente precum: porcușorul (*Gobio gobio*), boișteanul (*Phoxinus phoxinus*), lamelibranhiate;

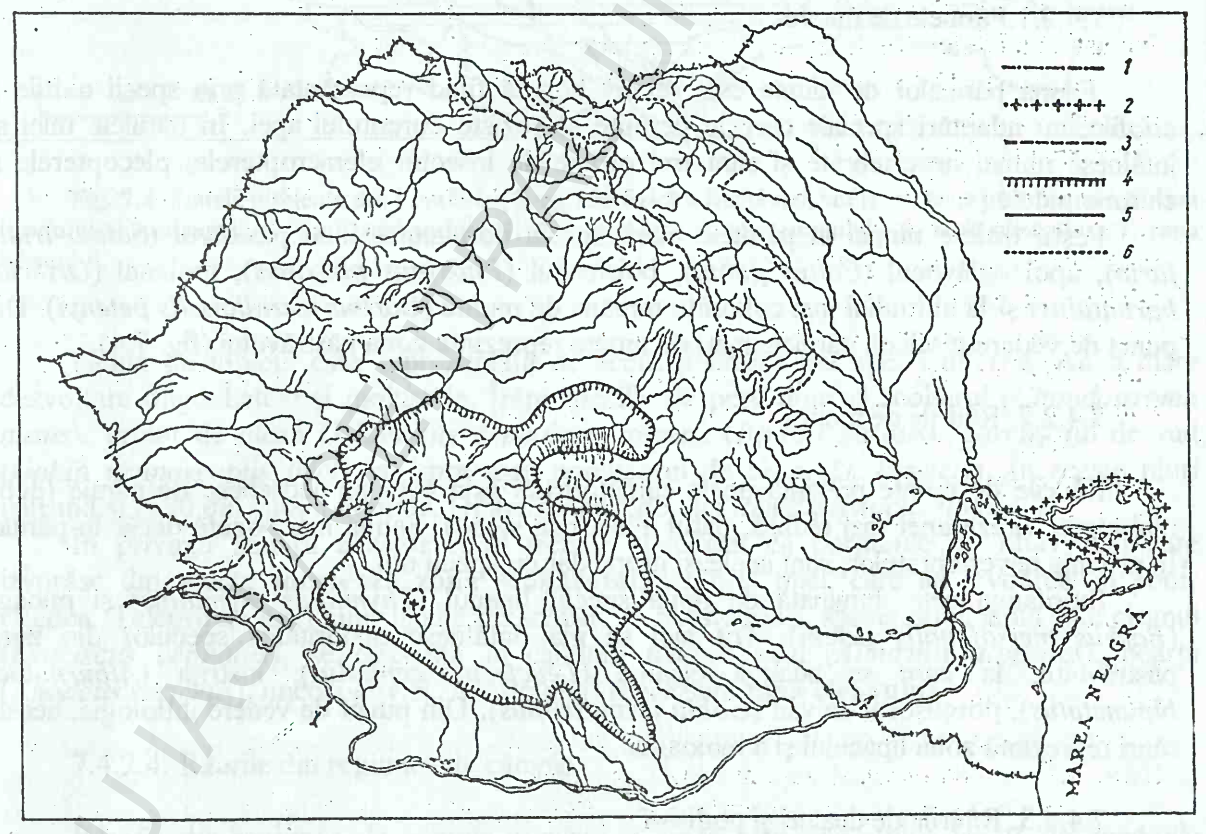


Fig. 7.3. Răspândirea unor specii de pești cu areal limitat în România (Bănărescu, 1965). 1, *Leuciscus souffia agassizi*; 2, *L. borysthenicus*; 3, *Cobitis elonata*; 4, *C. romanica*; 5, *Romanichthys valsanicola*; 6, *Cottus poecilopus*.

BCU IAȘI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

– **elemente euro-siberiene** au areal de răspândire în Europa, parțial Asia și Africa de Nord; cleanul (*Leuciscus leuciscus*), linul (*Tinca tinca*), bibanul (*Perca fluviatilis*);

– **elemente europene** includ majoritatea speciilor din apele dulci ale României, între care se remarcă: cleanul (*Leuciscus cephalus*), lipanul (*Thymallus thymallus*), obletele (*Alburnus alburnus*), plătica (*Abramis brama*), zglăvoc (*Cottus gobio*), scobarul (*Chondostroma nasus*), somnul (*Silurus glanis*), racul comun, racul de munte ș.a.;

– **elemente ponto-caspice** cu mai multe specii de pești între care cega (*Acipenser mediventris*), plătica (*Abramis*);

– **elemente dunărene** sunt specii endemice în bazinul Dunării, sau având centrul de răspândire în acest bazin. Endemice pe un areal restrâns al bazinului Dunării sunt peștii: *Romanichtys valsanicola* (aspretele) întâlnit numai în Argeș și Vâlsan; Cobitis elongata (fâsa mare) în Nera și Jiu; *Sabanejewia romanica* (nisipariță) în afluenții sudici ai Mureșului; babușca mică (*Leuciscus borysthenicus*); cleanul dungat (*Leuciscus agassizi*); lostrița (*Hucho hucho*) (fig. 7.3);

– **elemente de origine marină** sunt perfect adaptate la ape dulci, și **elemente ponto-caspice** ce includ următoarele specii din fauna României: trei specii migratoare de sturioni: morunul (*Husso husso*), nisetrul (*Acipenser gueldenstaedti*), păstruga (*A. stellatus*); clupeidele: scrumbia de Dunăre (*Alosa pontica*) și scrumbia albă (*A. maeotica*), specii de guvizi, crustacee superioare ș.a. Majoritatea speciilor au un grad mai accentuat de eurihalinitate decât la animalele primar dulcicole ele trăind și înmulțindu-se tot atât de bine în apa salmastră ca și în cea dulce.

7.4.2. *Fauna apelor curgătoare*

7.4.2.1.Pâraiele de munte

Fauna pâraielor de munte este relativ bogată fiind reprezentată prin specii oxifile și criofile, cu adaptări speciale care le permite să reziste curentului apei. În pâraiele mici se întâlnesc numai nevertebrate și sunt trei ordine de insecte: efemeropterele, plecopterele și chironomidele.

Peștii trăiesc numai în pâraiele mari, specia dominantă fiind păstrăvul (*Salmo trutta fario*), apoi zglăvocul (*Cottus gobio*), boișteanul (*Phoxinus phoxinus*), molanul (*Orthrias barbatulus*) și la altitudini mai coborâte mreana de munte (*Barbus meridionalis petenyi*). Din punct de vedere piscicol, pâraiele mari de munte reprezintă zona păstrăvului (fig. 7.4).

7.4.2.2. Râurile de munte

Râurile de munte prezintă unele caracteristici prin care se deosebesc de pâraie (debit mai mare, viteza apei mai redusă, patul albiei mai stabil). Fauna mai bogată decât în pâraie. În privința nevertebratelor, sunt aceleași grupe dar cu specii noi.

Ihtiofauna este dominată de două specii: lipanul (*Thymallus thymallus*) și mioagă (*Barbus meridionalis peteni*). Tot aici se mai întâlnesc majoritatea speciilor din zona păstrăvului, la care se adaugă cleanul (*Leuciscus cephalus*), lostrița (*Alburnoides bipunctatus*), porcușorul de vad (*Gobia uranoscopus*). Din punct de vedere ihtiologic, aceste râuri reprezintă zona lipanului și a moioagei.

7.4.4.3. Râurile de dealuri și podișuri

Râurile de dealuri și podișuri au extindere mai mare față de precedentele. Condițiile din aceste râuri se schimbă și ele ceea ce determină apariția altor specii de pești.

BCU IASI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

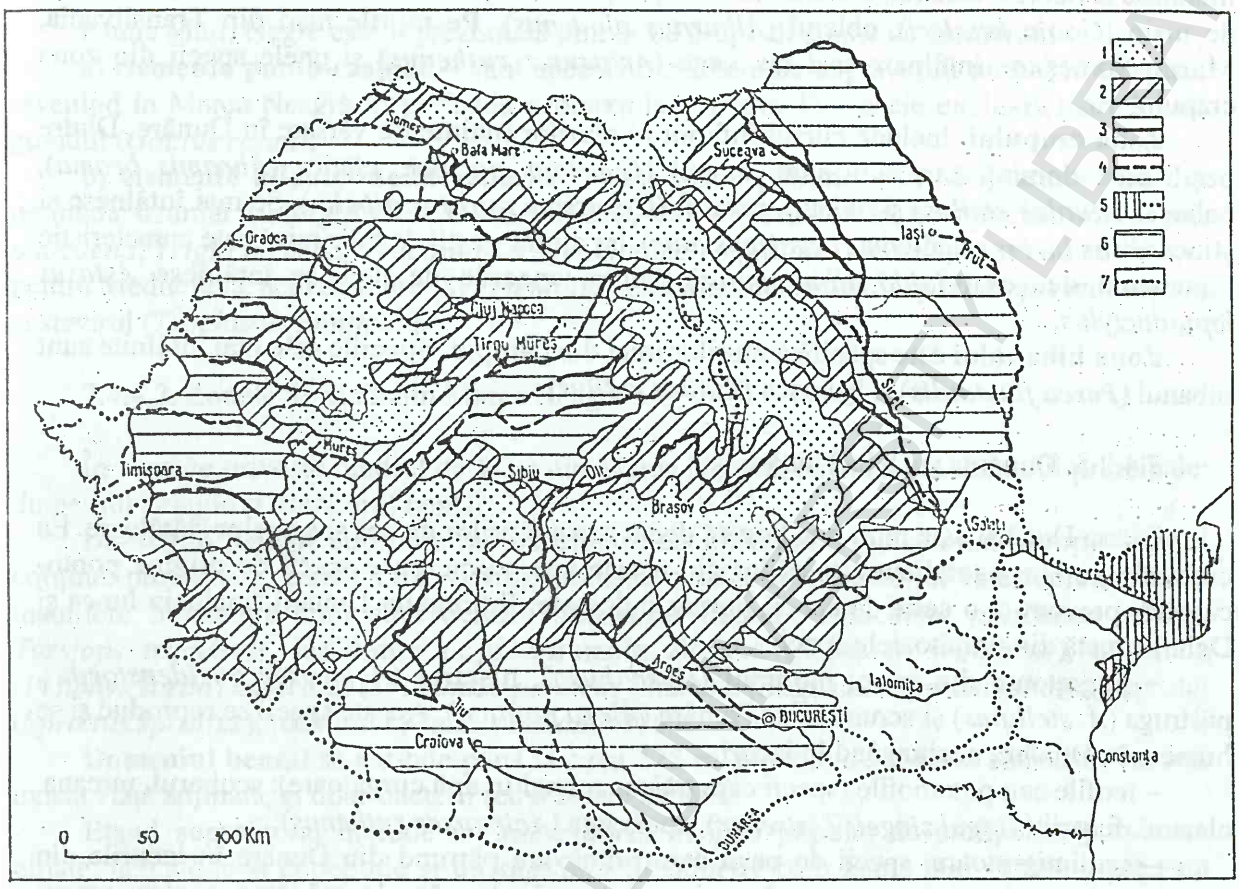


Fig. 7.4. Zonele piscicole din România (Geografia fizică a României, vol I) : 1, zona păstrăvului ; 2, zona lipanului şi moioagei ; 3, zona scobarului ; 4, zona mrenei ; 5, zona crapului ; 6, zona cleanului ; 7, zona bibanului.

Fauna de insecte este reprezentată de aceleaşi ordine dar specii diferite. Au o mare dezvoltare oligochetele şi moluştele. Între speciile de peşti domină scobarul (*Chondostroma nasus*), urmat de clean (*Leuciscus cephalus*), mreana (*Barbus barbus*), porcuşorul de vad (*Gobio uranoscopus frici*) iar spre aval porcuşorul de nisip (*G. kessleri*). În aceste râuri pătrund şi peşti din cursul inferior. Dintre speciile de raci trăieşte *Astacus fluviatilis*.

În privinţa zonării acestor râuri trebuie specificat că porţiunile de râuri mari care izvorăsc din munte **formează zona scobarului**, iar cele mici, care au izvoarele în podiş (Vedea, Teleorman ş.a.) sunt lipsite de scobar. În aceste râuri, specia dominantă este cleanul (*Leuciscus cephalus*), se dezvoltă în cantităţi mari obleţul (*Alburnus alburnus*), boarţa (*Rhodeus sericeus*), uneori guvizi. Aceste râuri reprezintă **zona cleanului**.

7.4.2.4. Râurile din regiunea de câmpie

Râurile din regiunea de câmpie prezintă o faună care este strâns legată de condiţiile acestei zone: variaţii mari de nivel şi temperatură a apei, apă tulbure tot timpul, albie cu fundul nisipos şi argilos pe care se instalează o vegetaţie plutitoare. Fauna nevertebratelor

este formată din specii de lamelibranhiate, gosteropode. La râurile mari de câmpie se recunosc două zone piscicole: zona mrenei şi zona crapului.

În **zona mrenei** specia dominantă este mreana (*Barbus barbus*) alături de care se mai întâlnesc scobarul, cleanul, somnul, morunaşul şi unele specii de talie mai mică: porcuşorul de nisip (*Gobio kessleri*), obleţul (*Alburnus alburnus*). Pe râurile mari din Transilvania, Mureş, Someş, se întâlnesc mai rar, cega (*Acipenser ruthenus*) şi unele specii din zona crapului.

Zona crapului. Include cursul inferior al râurilor înainte de vărsare în Dunăre. Dintre peştii care domină cantitativ sunt: crapul (*Cyprinus carpio*), plătica (*Abramis brama*), babuşca (*Rutilus rutilus*) şi obleţul, carasul (*Carassius auratus gibelio*). Se mai întâlnesc şi ştiuca (*Esos lucius*), văduviţa (*Leuciscus idus*), iar dintre peştii de talie mică este caracteristic porcuşorul de şes (*Gobio albipinnatus*). Dintre speciile de raci, se întâlnesc *Astasus leptodactylus*.

Zona bibanului este specifică râurilor mici din câmpie. Speciile cele mai întâlnite sunt bibanul (*Perca fluviatilis*) şi babuşca (*Rutilus rutilus*).

7.4.2.5. Dunărea şi Delta Dunării

Fauna Dunării este mult mai bogată decât cea a râurilor de şes şi a apelor stătătoare. Ea cuprinde pe lângă totalitatea speciilor din aceste ape, numeroase specii de origine ponto-caspică, precum şi o serie de specii primar dulcicole. Ihtiofauna Dunării (inclusiv lunca şi Delta) constă din următoarele specii:

– migratoare din mare: morunul (*Huso huso*), nisetrul (*Acipeuser gueldenstoedti*), păstruga (*A. stellatus*) şi scrumbia de Dunăre (*Alosa pontica*). Aceste specii se reproduc şi se hrănesc în Dunăre, neajungând în lacuri;

– reofile sau potamofile (specii care trăiesc numai în apă curgătoare): scobarul, mreana, cleanul, fusarii (*Zingel zingel, Z. streber*), apoi cega (*Acipeuser ruthenus*);

– semimigratoare, specii de peşti care primăvara pătrund din Dunăre în lacurile din luncă, unde se hrănesc, se reproduc şi se întorc în Dunăre la scăderea apelor: crapul (*Cyprinus carpio*), plătica (*Abramis brama*), babuşca (*Rutilus rutilus*), şalăul (*Stizostedion lucioperca*) ş.a. Reprezintă ca biomasă şi număr de indivizi, cel mai mare procent din ihtioforma bazinului Dunării şi formează principalul obiect al pescuitului economic;

– specii sedentare care nu părăsesc lacurile decât la secarea totală a lor: caracuda, linul, roşioara ş.a.

7.4.3. *Fauna lacurilor*

Lacurile glaciare prezintă o faună săracă fiind lipsite de specii caracteristice. Dintre vertebrate trăieşte păstrăvul indigen (*Salmo trutto fario*), introdus în majoritatea lacurilor, şi tritonul de munte (*Triturus alpestris*).

Lacurile din regiunile de podişuri şi câmpii cuprind în principal nevertebrate (oligochete, moluşte lamelibranchiate) gasteropode, coleoptere. Cele mai caracteristice specii ale ihtiofaunei sunt: linul şi caracuda.

Lacurile litorale prezintă o faună cu numeroase elemente ponto-caspice. Dintre speciile dominante de peşti sunt: şalăul, crapul, plătica, babuşca, morunaşul.

BCU IFA CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

7.4.4. *Fauna Mării Negre*

7.4.4.1. Elemente faunistice din Marea Neagră

Fauna Mării Negre este reprezentată prin două grupe distincte de elemente:

a) **elemente ponto-caspice** – sunt specii relicte care au supraveţuit numai în Caspica, revenind în Marea Neagră în perioada neoeuxinică (Würm 1). Specie exclusiv marină este guvidul (*Gobius ratan*);

b) **elemente atlanto-mediteraneene** – sunt specii pătrunse din Mediterana încă din perioada uzunlar (interglaciarul Günz-Mindel), dar majoritatea în postglaciar: *Phocaena phocaena, Trigla lucerna, Trachinus draco, Ghamelea gallina*. Unele sunt specii endemice, pentru Mediterana: acul de mare (*Synghnathus schmidti*), calcanul (*Scophthalmus maeoticus*) şi stavirul (*Trachurus ponticus*).

7.4.4.2. Zonele de viaţă din Marea Neagră

În ceea ce priveşte mediul de viaţă din Marea Neagră, există două domenii principale: domeniul pelagic şi domeniul bental.

Domeniul pelagic cuprinde fitoplanctonul, zooplanctonul şi nectonul. Zooplanctonul conţine: protozoare, celenterate, viermi, moluşte, cefalopode. Nectonul este reprezentat de mamifere înotătoare cum sunt delfinii *Delphinus delphis, Phocaena phocaena relicta, Tursiops truncatus*, iar dintre peşti, scrumbia albastră (*Scomber scombrus*), pălămida (*Pelamys sarda*), stavridul (*Tracunlus ponticus*), hamsia (*Engraulis encrasiocholus*), şprotul (*Sprattus sprattus*), rechinul (*Squalus achantias*) ş.a.

Domeniul bental se extinde până la circa 225 m, dincolo de această adâncime nu mai există viaţă animală, ci doar bacterii reducătoare de sulf.

Etajul supralitoral include un *supralitoral nisipos* populat de amfipode, potozoare ciliate, nematode şi copepode şi un *supralitoral stâncos* cu o faună mai variată unde sunt abundente izopodele iar între golurile şi cavernele calcaroase crabul de piatră ; în crăpături se întâlnesc izopode şi moluşte.

Biocenozele midiilor sunt instalate, pe două etaje: la adâncimi de 25-45 m şi 65-75 m. Lăţimea acestor biocenoze variază între 8-100 km. La adâncimi sub 70 m trăieşte scoicuţa Modiolus phaseolinus cu densităţi de până la 10.000 indivizi/m^2. Între 220 m se dezvoltă alge diatomee. Specia dominantă este polipul hidroid Bougainvillia.

7.5. *Influenţe antropice asupra faunei*

Omul a provocat modificări importante în fauna terestră atât direct prin vânarea şi pescuirea animalelor şi prin introducerea unor animale din afară cât şi indirect prin transformarea mediului. Rezultatul a fost exterminarea unor specii. Astfel, vânarea a cauzat dispariţia bourului (între anii 1400-1500), a zimbrului – întâlnit în codrii carpatini din nordul ţării până în secolul al XIX-lea, a elanului, dispărut pe la anul 1800.

Din stepele estice au dispărut antilopa saiga şi a măgarului sălbatic, primele două fiind menţionate şi de către D. Cantemir. Din zona alpină a dispărut marmuta alpină (*Marmota marmota*) – deşi despre aceasta există şi păreri că nu a existat în Carpaţii româneşti (Bălănescu – Rosetti 1973), iar din zonele joase marmota bobak şi brebul sau castorul (*Castor fiber*) exterminate pentru blana lor valoroasă. Dintre păsări a dispărut potârnichea albă, iar dintre răpitoare mari vulturul bărbos sau zăganul (*Gypaëtus barbatus*), ultimul exemplar în 1927, şi mai recent, vulturul pleşuv negru.

BCU "CAROL I" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În prezent o situație critică au răpitoarele de zi și noapte: hoitarul sau vulturul alb, vulturul sur, bufnița, șorecarul mare, vânturelul roșu, specii de acvilă, apoi cocoșul de mesteacăn. Amenințate cu dispariția sunt și cele două specii de stepă: dropia și spârcaciul; dintre mamifere, lupul. Prin transformarea mediului natural, numeroase specii s-au rărit ori și-au redus habitatul. Astfel a dispărut cocoșul de mesteacăn silvostepic (*Lyrurus tetrix viridans*). Dintre reptilele periclitate sunt cele două specii de broaște țestoase de uscat (*Testudo hermani* și *T. graeca*), șopârlele *Lacerta trilineata*, *Eremias arguta deserti*) și chiar unii amfibieni – *Pelobates syriacus*.

În schimb, modificările antropice au favorizat pătrunderea unor specii din afară care s-au extins devenind frecvente. Între acestea: sturzul de iarnă (*Turdus pilaris*), guguștiucul (*Streptopelia decaocta*) – care a pătruns în Banat și Oltenia după primul război mondial, iar în restul țării în deceniile cinci și șase (sec. XX) venind dinspre Turcia; ciocănitoarea pestriță de grădină (*Dendrocopus syriacus*), rândunica roșcată (*Hirunda daurica*), vrabia spaniolă (*Passer hyspaniolensis*), inărița (*Serinus serinus*).

Schimbări în componența faunistică s-au produs și se produc prin introducerea unor specii utile ca: lopătarul (*Dama dama*), iepurele de vizuină, muflonul (*Ovis musimon*) – adus la Băneasa-Dobrogea. Au fost introduse involuntar și unele insecte dăunătoare: filoxera, gândacul de Colorado, păduchele de San Jose, gărgărița fasolei. Unele specii au fost reintroduse: marmota de munte (*Marmota marmota*) în Retezat, Rodna, Făgăraș și zimbrul (în stare de semisălbăticie la Hațeg și Vânători-Neamț), castorul (în bazinul Râului Negru-Brașov).

Influența omului s-a resimțit și asupra faunei de apă dulce: sturionii (în Dunăre), lostrița și parțial lipanul, aspretele (*Ramanychtes valsanicola*) care se mai întâlnește doar sporadic în Vâlsan (Argeș). Prin desecările din lunca Dunării s-au redus efectivele de crap devenind dominante carasul și plătica. În urma deversării apelor reziduale, pe anumite porțiuni de râuri, fauna a dispărut aproape în totalitate.

Amenajările de lacuri hidroenergetice pe unele râuri au introdus o serie de modificări și perturbații la unele specii de pești (migrația păstrăvului este oprită; apariția lacurilor a favorizat dezvoltarea unor specii în defavoarea altora).

S-au făcut și introduceri de specii noi de pești în apele țării, îndeosebi cele de munte. Între acestea fântânelul, păstrăvul curcubeu (*Salmo gairdneri*). În apele de câmpie s-au introdus peștii chinezești fitofagi.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CAPITOLUL 8

SOLURILE

Teritoriul României este recunoscut prin marea diversitate de soluri, consecință a interacțiunii diferite în spațiu și timp a factorilor naturali: litologie, relief, climă, vegetație, faună, apă, factor antropic, la care se adaugă timpul (ca durată de manifestare a factorilor pedogenetici). Dintre aceştia, factorii suport (litologie, morfologie), factorii bio-climatici şi timpul au caracter de permanență, apa devenind distinctă acolo unde este în exces, iar factorul antropic numai pe solurile îndelung folosite în agricultură, sau prin modificări importante aduse componenților mediului natural.

8.1. Factorii pedogenetici

Factorul litologic intervine în desfăşurarea proceselor pedogenetice şi în proprietățile solurilor, îndeosebi prin caracteristicile fizico-chimice ale rocilor.

Compoziția chimico-mineralogică a rocilor influențează compoziția soluției de sol şi regimul substanțelor solubile, determinând pe rocile bogate în componente bazice o încetinire a fenomenului de lesivaj şi acidifiere a solurilor, în timp ce pe cele sărace în componente bazice, o desfăşurare accelerată. Influența climismului global al rocilor este deosebit de clară în condițiile climatului moderat umed.

Gradul de consolidare sau de afânare a rocilor se reflectă în caracteristicile scoarței de alterare şi în unele însuşiri fizico-chimice ale solurilor. De acestea depind, în mare măsură, ritmul şi durata procesului pedogenetic. Rocile consolidate compacte (metamorfice, eruptive, sedimentare), dominante în regiunile muntoase, determină formarea unor soluri bogate în schelet şi cu proprietăți chimice dependente de compoziția chimico-mineralogică a lor. Pe rocile acide şi hiperacide (granite, granitoide, gnaise, paragnaise, cuarțite, micaşisturi, sisturi sericito-grafitoase, porfire cuarțifere, gresii şi conglomerate silicioase), bogate în SiO_2 şi sărace în minerale alterabile, se formează soluri cu profil scurt, scheletice, nisipoase sau nisipo-lutoase, acide şi expuse podzolirii, sărace în elemente nutritive, cu fertilitate scăzută.

Pe rocile bazice şi ultrabazice (bazalte, gabrouri, diabaze, serpentine, dolomite, tufuri calcaroase, gresii şi conglomerate calcaroase) bogate în minerale alterabile şi sărace în SiO_2

BCU "MIHAIL KOGĂLNICEANU" UNIVERSITY LIBRARY

se dezvoltă soluri profunde luto-argiloase, cu puțin schelet, saturate în baze și elemente nutritive, deci cu o fertilitate ridicată.

Pe rocile afânate (neconsolidate sau slab consolidate) reprezentate prin marne, argile, nisipuri, pietrișuri, loessuri, cu largă răspândire în regiunile deluroase și de câmpiile țării, se formează soluri în care se simte influența alcătuirii granulometrice și a compoziției chimico-mineralogice a acestor roci. Astfel, loessul și depozitele loessoide larg răspândite în Câmpia Română, Câmpia Banato-Crișană, Dobrogea sunt considerate materiale parentale de referință, iar solurile formate pe ele, ca etalon pentru zonele bioclimatice de aici. În schimb, pe rocile cu textură grosieră (pietroasă, nisipoasă) permeabile și sărace în minerale alterabile, rezultă soluri slab humifere, sărace în baze și elemente nutritive. Pe rocile argiloase cu textură fină, greu permeabile, ritmul de solificare este îngreunat de frânarea levigării bazelor, favorizând procesul de bioacumulare încât se formează soluri bogate în humus și substanțe nutritive, dar mai întârziate ca stadiu de evoluție genetică.

Relieful se impune ca cel mai important factor în geneza, evoluția și distribuția solurilor din țara noastră, influența sa se caracterizează prin dispoziția concentric etajată a unităților majore: munți, podișuri, câmpii, dar și prin marea varietate morfologică și morfogenetică. Influența mezo și micro reliefului se exprimă în pedogeneză fie direct în ritmul de solificare și grosimea profilului de sol, fie indirect prin modificări locale în repartiția luminii, căldurii, umezelii, vegetației a căror consecințe se reflectă în diversificarea procesului de solificare.

Astfel, pe suprafețele slab înclinate, cu scoarță de alterare eluvială sau acumulativă groasă, ritmul de solificare este mai intens și se formează soluri bine dezvoltate (câmpiile, zonele depresionare Brașov, Hațeg ș.a.). Pe versanți, eroziunea face ca procesul de pedogeneză să fie mai lent, uneori egalat sau depășit de procesele de eroziune, iar solurile rezultate au profile scurte, nediferențiate în orizonturi, sau se găsesc în stadii de evoluție avansate. Microformele de relief se asociază și se comportă diferit în condițiile lito-bio-climatice ale marilor unități geomorfologice ale țării: munți, podișuri, câmpii, determinând particularități distincte ale învelișului de sol.

Clima intervine în procesele de pedogeneză îndeosebi prin temperatură, umiditate, vânturi. În regiunea de stepă și silvostepă, relativ aridă, are loc o alterare intensă a mineralelor primare, din care cauză rezultă puține substanțe minerale argiloase secundare. De regulă acestea nu migrează pe verticală. În zonele forestiere se creează posibilitatea unei spălări mai profunde, iar mediul slab acid al părții superioare a solului permite migrarea slabă spre adâncime a unei părți din coloizii minerali, astfel că apare un orizont intermediar îmbogățit în coloizi, mai compact și mai grosier structurat.

Clima din zonele colinare și deluroase, mai umedă, permite o alterare mai intensă a rocilor și mineralelor primare, de unde rezultă cantități însemnate de argilă secundară, sesevioxizi și silice. În parte, acestea se deplasează spre adâncime, astfel că se diferențiază: un orizont de acumulare reziduală (particule grosiere, nisip, praf); altul intermediar îmbogățit în argilă și sesevioxizi și al treilea inferior unde se acumulează sărurile, îndeosebi carbonați.

Clima regiunilor de munte, mai umedă și mai rece imprimă alte caracteristici proceselor pedogenetice. Insolația intensă din timpul zilei, urmată de răciri intense noaptea, precum și alternanțe repetate a înghet-dezghețului din anumite perioade, favorizează dezagregarea rocilor. În schimb, temperatura coborâtă frânează procesul de argilizare și favorizează fenomenul de distrucție a mineralelor primare, iar precipitațiile abundente contribuie la înlăturarea unei bune părți din compușii rezultați. Clima rece și umedă face ca în materialul organic să fie doar parțial descompus, circuitul biologic fiind lent. În aceste condiții aciditatea este intensă, rezultând soluri oligobazice și oligomezobazice, mai rar eumezobazice.

BCU "LUCIAN BLAGA" CLUJ-NAPOCA LIBRARY

Factorul biologic exercită influenţe pedologice, în primul rând, cu caracter zonal, în cadrul marilor formaţiuni vegetale din ţară. Vegetaţia ierboasă (pajişti de stepă, silvostepă), din zonele forestieră şi cea alpină, lasă în sol o cantitate mare de resturi organice. În zona stepei şi silvostepei are loc o transformare rapidă a materiei organice brute şi acumulare de humus saturat (cu raportul C/N scăzut) şi cu eliberarea masivă de baze.

În schimb, pajiştile din zona forestieră dau în sol cantităţi mici de resturi organice, iar activitatea microbiologică este mai puţin intensă din cauza climatului. De aceea se eliberează mai puţine baze şi se realizează un mediu slab acid. Sub pajiştile alpine, deşi cantitatea de resturi organice este relativ mare, nu se realizează un circuit activ de substanţe, deoarece procesele de mineralizare se desfăşoară foarte lent, ca urmare a activităţii microbiologice foarte slabe. În sol are loc o acumulare intensă de materie organică, cu raportul C/N foarte ridicat.

Formaţiunile vegetale forestiere dau cantităţi de resturi organice mai reduse decât cele ierboase care provin mai ales din resturile organice (frunze moarte) ce se acumulează pe suprafaţa solului (litieră). Sub pădurea de silvostepă, activitatea transformatoare este intensă şi permite realizarea unui schimb activ de substanţă între sol şi plante, reacţia soluţiilor menţionându-se slab acidă. În pădurile de foioase din zonele colinar-deluroase, transformarea resturilor vegetale se produce mai lent pe măsura creşterii umezelii şi scăderii temperaturii. Din această cauză, substanţele bazice de schimb rămân parţial blocate în materia organică nedescompusă, reacţia solului devenind treptat acidă, favorizând procesele de eluviere şi iluviere a coloizilor.

Sub pădurile de munte (constituite din conifere) cantitatea de materie brută este mare, iar calitativ este cea mai rezistentă la descompunere. Totodată, microflora este săracă şi activitatea ei este îngreunată din cauza condiţiilor climatice, astfel că descompunerea resturilor organice se realizează lent (solul devine îmbogăţit în materie organică). Aici mai intervin şi alte aspecte, cum ar fi pătrunderea ericaceelor şi a muşchilor, care determină o acidifiere a solurilor.

Apa are importanţă deosebită în pedogeneză, iar fertilitatea solului nici nu poate fi concepută în absenţa ei. Trebuie avută în vedere problema excesului de apă, formarea unor soluri fiind legată de aceasta (Hidrisoluri, Histisoluri). Excesul de apă provine fie din apa freatică situată la mică adâncime, fie din apa stagnată pe un substrat impermeabil, în condiţiile unui relief plan sau depresionar.

În situaţia unei supraumeziri excesive şi permanente, până la suprafaţa terenului, se produce fenomenul de *înmlăştinire,* însoţit de cel de *turbificare* din cauza slabei activităţi microbiologice în condiţii de anaerobioză.

Un grad pronunţat de mineralizare a apei, determină sărăturarea solurilor, fenomen specific părţii de sud şi sud-est a ţării (Bărăgan, Câmpia Siretului Inferior) şi Câmpiei Banato-Crişane, îndeosebi Câmpia Crişurilor.

Timpul este considerat factor pedogenetic, deoarece de durata fenomenelor care au loc în cadrul acestui proces depinde în bună măsură însuşirile solului. Procesul complex de formare a solurilor actuale ale României nu s-a produs brusc, ci a avut o durată de desfăşurare îndelungată. Solurile mai puţin evoluate se găsesc în cadrul celei mai tinere unităţi naturale (lunci, deltă), dar există şi unităţi unde rocile consolidate compacte împiedică atingerea unor stadii avansate de evoluţie a pedogenezei, chiar dacă a început de multă vreme. Există şi situaţii unde se constată corespondenţe între vârsta formelor de relief şi cea a solurilor (Chiţu, 1975). Fenomenul este caracteristic teraselor fluviale ale unor râuri (Prahova, Teleajen, Mureş), trepte piemontane, câmpii piemontane, unde se găsesc soluri în diferite stadii.

8.2. Clasificarea solurilor din România

Prima clasificare a solurilor României a fost făcută la începutul sec. XX (1911), de către Gh. Munteanu-Murgoci, şi era bazată pe principiile clasificării genetice a şcolii pedologice ruseşti, fondată de Docuceaev. Ulterior, această clasificare a fost dezvoltată şi diversificată, accentul fiind pus fie pe factorii pedogenetic şi pe zonalitatea solurilor, fie pe procesele pedogenetice şi caracterele morfogenetice ale solurilor sau chiar pe ambele aspecte (Florea, 1965; Florea şi colab., 1968), Chiriţă şi colab. (1967).

În anul 1980, a fost elaborat sistemul român de clasificare a solurilor, bazat pe caracteristici intrinseci ale solului. Această clasificare se deosebea de precedentele, îndeosebi prin prioritatea ce se acordă caracterelor şi nu factorilor sau proceselor pedogenetice. Conform acestui sistem, pe teritoriul ţării noastre se deosebesc: clase, tipuri, subtipuri, varietăţi, familii, specii texturale, variante.

În ultimul timp, mai exact în anul 2000, şcoala pedologică românească propune o îmbunătăţire a sistemului de clasificare din anul 1980, aceasta fiind făcută în acord cu datele şi experienţa acumulată pe plan intern şi cu progresele înregistrate în acest domeniu în ultimii 20 de ani în plan internaţional (Florea, Munteanu, 2000). De această dată se introduce termenul „*Sistem Taxonomic*" în locul celui de „sistem de clasificare", care aşa cum arată autorii menţionaţi „exprimă mai exact conţinutul materialului", deci este mai aproape de adevăr.

Structura Sistemului Român de Taxonomie a solurilor (SRTS-2000) cuprinde: clasa de sol, tipul genetic de sol, subtipul de sol, varietatea de sol, specia de sol, familia de sol, varianta de sol (tabel 8.1).

Clasa de sol reprezintă totalitatea solurilor caracterizate printr-un anumit stadiu de diferenţiere a profilului de sol dat de prezenţa unui anumit orizont pedogenetic sau proprietate esenţială considerate diagnostice specifice celor 12 clase de soluri (tabelul 8.1).

Tipul genetic de sol reprezintă o grupă de soluri asemănătoare, separate în cadrul unei clase de soluri, caracterizate printr-un anumit mod specific de manifestare a uneia sau mai multor dintre următoarele elemente diagnostice: orizontul diagnostic specific clasei şi asocierea lui cu alte orizonturi, trecerea de la sau la orizontul diagnostic specific clasei, proprietăţile acvice, salsodice.

Subtipul de sol reprezintă o subdiviziune în cadrul tipului genetic de sol, care grupează solurile caracterizate printr-un anumit grad de manifestare a caracteristicilor specifice tipului;

Varietatea de sol este o subdiviziune în cadrul subtipului de sol determinată de unele caractere genetice neluate în considerare la nivel superior, sau de unele caractere particulare ale solului gradul de gluizare (G); gradul de stagnogleizare (W); gradul de salinizare (S); gradul de sodizare (A), clasa de adâncime a apariţiei carbonaţilor (K), clasa de grosime a solului până la roca consolidată – compactă (d);

Specia de sol precizează caracteristicile granulometrice ale solurilor minerale sau gradul de transformare a materiei organice în cazul solurilor organice (histosolurilor) şi variaţia acestora pe profil;

Familia de sol este o grupare litologice ce reuneşte solurile de acelaşi fel dezvoltate din acelaşi material parental, fie mineral sau organic;

Varianta de sol este o subdiviziune de detaliu care reflectă influenţa antropică asupra solului (dar nu suficient de intensă pentru a fi încadrat în antroposoluri sau subdiviziuni antropice).

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Tabel 8.1. Principalele caracteristici ale claselor de soluri (SRTS – 2000)

Clasa de sol		Orizontul sau proprietățile diagnostice specifice	Succintă caracterizare morfogenetică	Tipuri genetice de sol	
Simbol	Denumire			Simb.	Denumire
PRO	PROTISOLURI	Orizont A sau orizont O (sub 20 cm grosime) fără alte orizonturi diagnostice. Urmează roca (Rn sau Rp) sau orizontul C.	Soluri cu orizont O sub 20 cm grosime sau orizont A în general slab dezvoltat sau ambele, fără alte orizonturi sau proprietăți diagnostice; pot să apară orizonturi hiposalic sau hiponatric; proprietăți gleice (Gr) sub 50 cm adâncime, orizonturi salic sau natric sub 50 cm adâncime și orizont vertic asociat orizontului C.	LS RS PS AS ET	Litosol Regosol Psamosol Aluviosol Entiantroposol
PEL	PELISOLURI	Orizont pelic sau orizont vertic începând din primii 20 cm sau imediat sub Ap.	Soluri cu orizont pelic sau orizont vertic care încep de la suprafață sau din primii 20 cm și se continuă până la peste 100 cm. Nu prezintă în primii 50 cm proprietăți stagnice intense (W), proprietăți gleice (Gr) sau proprietăți salsodice intense (sa, na).	PE VS	Pelosol Vertosol
AND	ANDISOLURI	Proprietăți andice în profil, în lipsa orizontului spodic.	Soluri cu orizont A urmat de orizont intermediar AC, AR sau Bv la care se asociază proprietăți andice pe cel puțin 30 cm, începând din primii 25 cm. Pot prezenta orizont O.	AN	Andosol*
CER	CERNISOLURI	Orizont A molic (Am) continuat cu orizont intermediar (AC, AR, Bv sau Bt) având în partea superioară culori cu valori și crome sub 3,5 (la umed).	Soluri cu acumulare profundă de materie organică (relativ saturată în baze) având orizont molic și orizont intermediar (AC, AR, Bv sau Bt) cu culori de orizont molic cel puțin în partea superioară (pe minim 10-15 cm) și cel puțin pe fețele agregatelor structurale. Nu prezintă proprietăți andice menționate la andisoluri și nici proprietăți gleice (Gr) sau stagnice intense (W) în primii 50 cm specifice hidrisolurilor, ori proprietăți salsodice intense (sa, na) în primii 50 cm diagnostice pentru salsodisoluri.	KZ CZ FZ RZ	Kastanoziom Cernoziom Faeoziom Rendzină
UMB	UMBRISOLURI	Orizont A umbric (Au) continuat cu orizont intermediar (AC, AR sau Bv) având în partea superioară culori cu valori și crome sub 3,5 (la umed).	Soluri cu acumulare profundă de materie organică (nesaturată în baze) având orizont intermediar (AC, AR sau Bv) cu culori de orizont umbric cel puțin în partea superioară (pe minim 10 -15 cm). Nu prezintă proprietăți andice menționate la andisoluri și nici proprietăți gleice (Gr) în primii 50 cm sau alte elemente diagnostice. Pot avea orizont O.	NS HS	Nigrosol Humosiosol

BCU TIMIȘOARA CENTRUL DE RESURSE LIBRARY

Clasa de sol		Orizontul sau proprietățile diagnostice specifice	Succintă caracterizare morfogenetică	Tipuri genetice de sol	
CAM	CAMBISOLURI	Orizont B cambic (Bv) având culori cu valori şi crome peste 3,5 (la umed) începând din partea superioară.	Soluri cu orizont A (Am, Au sau Ao) urmat de orizont intermediar cambic (Bv) cu culori având valori şi crome peste 3,5 (la umed) cel puțin pe fețele agregatelor structurale începând din partea lui superioară. Pot prezenta orizont O, orizont vertic sau pelic asociat orizontului Bv. Nu pot prezenta în primii 50 cm proprietăți stagnice intense (W), proprietăți gleice (Gr) sau proprietăți salsodice intense (sa, na) diagnostice pentru hidrisoluri sau salsodisoluri şi nici proprietăți andice diagnostice pentru andisoluri.	EC DC	Eutricambosol Districambosol
LUV	LUVISOLURI	Orizont B argic (Bt) având culori cu valori şi crome peste 3,5 (la umed) începând din partea superioară; nu se includ solurile cu orizont B argic-natric (Btna).	Soluri cu orizont A (sau A şi E) şi orizont argic (Bt) având culori cu valori şi crome peste 3,5 (la umed) începând din partea superioară a orizontului; fără Btna. Pot prezenta orizont O, orizont vertic asociat orizontului B argic (Bty). Nu pot prezenta în primii 50 cm proprietăți stagnice intense (W), proprietăți gleice (Gr) sau proprietăți salsodice intense (sa, na) (neîndeplinind deci condiția de încadrare la hidrisoluri sau salsodisoluri).	EL LV PL AL	Preluvosol Luvosol Planosol Alosol
SPO	SPODISOLURI	Orizont spodic (Bhs, Bs) sau orizont criptospodic (Bcp).	Soluri cu orizont O sau O şi Ao sau Au, urmat direct sau după un orizont E de un orizont spodic; sau soluri cu orizont O sau orizont O şi orizont A în genere foarte humifer, continuându-se cu orizont criptospodic (Bcp). Pot prezenta proprietăți criostagnice.	EP PD CP	Prepodzol Podzol Criptopodzol
HID	HIDRISOLURI	Proprietăți gleice (Gr) sau stagnice intense (W) care încep în primii 50 cm, sau orizont A limnic (Al) ori orizont histic (T) submers.	Soluri cu orizont O (sub 50 cm grosime) şi/sau orizont A urmat fie de un orizont intermediar la care se asociază proprietăți gleice (Gr) din primii 50 cm (AG, ACG, BvG); fie de un orizont Bt sau de un orizont E şi Bt la care se asociază proprietăți stagnice intense (W) din primii 50 cm şi continuă pe cel puțin 50 cm (AW, EW, BW sau BtW). Include de asemenea solurile cu orizont A limnic sau T (turbos) submerse.	SG GS LM	Stagnosol Gleiosol Limnosol
SAL	SALSODISOLURI	Orizont salic (sa) sau orizont natric (na) în partea superioară a solului (în primii 50 cm) sau orizont Btna.	Soluri cu orizont superior A (ocric sau molic) sau A şi Bv la care se asociază un orizont salic (sa) sau natric (na) în primii 50 cm; sau soluri cu orizont A sau orizont A şi E urmat de un orizont argic-natric (Btna) indiferent de adâncime.	SC SN	Solonceac Soloneț
HIS	HISTISOLURI	Orizont folic (O) sau turbos (T) în partea superioară a solului de peste 50 cm grosime sau numai de 20 cm dacă este situat pe orizontul R.	Soluri constând din material organic (orizont folic, O sau orizont turbos, T) cu grosime de peste 50 cm în primii 100 cm ai solului şi care începe din primii 50 cm sau cu grosime de peste 20 cm în cazul situării orizontului (materialului) organic pe un orizont R.	TB FB	Turbosol Foliosol

BCU IAŞI / CENTRUL DE RESURSE PENTRU LECTURĂ

Clasa de sol		Orizontul sau proprietățile diagnostice specifice	Succintă caracterizare morfogenetică	Tipuri genetice de sol	
ANT	ANTRISOLURI	Orizont antropedogenetic sau lipsa orizontului A și E, îndepărtate prin eroziune accelerată sau decapitare antropică.	Soluri puternic erodate încât la suprafață se află resturi din sol (orizont B sau C); sau sol puternic transformat prin acțiune antropică încât prezintă la suprafață un orizont antropedogenetic de cel puțin 50 cm grosime sau de cel puțin 30 - 35 cm dacă este scheletic.	ER AT	Erodosol Antroposol

* Include atât silandosolurile (cu proprietăți andice date în deosebi de allofane și minerale similare) cât și aluandosolurile (cu proprietăți andice determinate mai ales de predominarea aluminiului complexat de materia organică în mediu foarte acid). Ele vor putea fi separate ulterior pe criterii chimice, silandosolurile având silice extractabilă în oxalat peste 0,6%, față de aluandosoluri care au sub 0,6% (sau raportul dintre Al extractabil în pirofosfat și Al extractabil în oxalat sub 0,5 la silandosoluri și peste 0,5 la aluandosoluri).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Conform SRTS – 2000, clasele de soluri sunt (tabel 8.1)

PROTISOLURI (PRO) – soluri unde orizontul A sau orizontul O (sub 20 cm grosime) fără alte orizonturi diagnostice, este urmat de roca compactă (Rn sau Rp) sau orizontul C. Această clasă include următoarele tipuri genetice: *Litosol* (LS), *Regosol* (RS), *Psamosol* (PS), *Aluvisol* (AS), *Entiantroposol* (ET). Sunt soluri care apar pe suprafețe discontinui în regiunile cu relief accidentat, pe versanți sau culmi înguste, fie în regiunile cu dune nisipoase (sudul Olteniei, Câmpia Tecuciului, Bărăgan, Câmpia Careilor, Delta Dunării, albiile majore ale râurilor frecvent inundate).

PELISOLURI (PEL) – Orizontul de diagnostic este orizontul pelic sau vertic începând din primii 20 cm sau imediat sub Ap. Ca tipuri genetice include: *Pelosolul (PE)* şi *Vertisolul (VS)*. Au răspândire redusă, fiind întâlnite în partea nordică a Câmpiei Române, Podişul Getic şi în Banat.

ANDISOLURI (AND) prezintă proprietăți andice în profil, în lipsa orizontului spodic. Există un singur tip genetic *Andosolul* (SAN). S-au format pe materiale vulcanice (cenuşi, tufuri, aglomerate, andezite, riolite), la altitudini de peste 1000 m. Areale de răspândire: munții vulcanici (Oaş, Gutăi, Căliman, Gurghiu, Harghita).

CERNISOLURI (CER) include soluri a căror orizont diagnostic este A molic (Am) continuat cu orizont intermediar (AC, AR, BV sau BT). Tipurile genetice sunt: *Kastanoziomurile* (KZ), *Cernoziom* (CZ), *Faeoziom* (FZ), *Rendzină* (RZ). Sunt tipuri legate de condițiile bioclimatice din stepă şi silvostepă (exceptând rendzina). Areale de răspândire: Câmpia Română (îndeosebi partea estică), iar la vest de Argeş sunt răspândite numai în sudul câmpiei; Dobrogea, Podişul Moldovei, Câmpia Transilvaniei, Câmpia Banato-Crişană şi pe areale mai reduse în Depresiunea Braşovului, Depresiunea Ciucului, Depresiunile Subcarpatice Neamț şi Carcău-Bistrița. Rendzinele apar insular din Dobrogea şi până în zonele înalte carpatice, pe roci carbonate.

UMBRISOLURI (UMB) – Orizontul de diagnoză este A umbric. Tipurile genetice sunt: *Nigrosolul* (NS) şi *Humosiosolul* (HS). Umbrisolurile au răspândire insulară în unitățile montane la altitudini de peste 1000 m cu relief fragmentat.

CAMBISOLURI (CAM) – au ca orizont de diagnoză B cambic (Bv). Tipurile genetice sunt: *Eutricambosol* (EC) şi *Districambosol* (DC). Sunt răspândite în Carpați, Subcarpați şi pe suprafețe mai reduse apar în Podişul Târnavelor, Podişul Someşan, Podişul Getic, Dealurile Banatului şi Crişanei. Sunt soluri puțin evoluate, formate în condiții de drenaj foarte bun.

LUVISOLURI (LUV) – Proprietățile de diagnoză sunt date de orizontul B argic (Bt). Tipuri genetice: *Peluvosol* (EL), *Luvosol* (LV), *Planosol* (PL), *Alosol* (AL).

În ceea ce priveşte arealul de răspândire, domină dealurile subcarpatice şi banato-crişene, în podişurile şi piemonturile de la exteriorul Carpaților, Podişul Târnavelor şi Podişul Someşan. De asemenea, apar pe suprafețe apreciabile în nordul Câmpiei Române, Câmpia Someşului, Podişul Central Moldovenesc, în depresiunile intramontane şi submontane (Oaş, Baia Mare, Braşov, Făgăraş, Haţeg), iar pe suprafețe reduse în nordul Dobrogei, Câmpia Moldovei, Câmpia Banato-Crişană.

SPODISOLURI (SPO) – prezintă orizont spodic (Bhs, Bs) sau orizont criptospodic (Bcp). Include tipurile: *Prepodzol* (EP), *Podzol* (PD), *Criptopodzol* (CP). Sunt dominante în regiunea muntoasă la altitudini de peste 1500-1600 m. În areale insulare pot fi întâlnite şi la altitudini mai joase (pe roci acide şi expoziții umbrite).

HIDRISOLURI (HID) – prezintă proprietăți gleice (Gr) sau stagnice intense (W) care încep în primii 50 cm, sau orizontul A limnic (Al) ori orizontul histic (T) submers. Tipurile genetice de sol sunt: *Stagnosol* (SG), *Limnosol* (LM). Sunt formate sub influența predominantă a unui exces de umiditate, deci un regim hidric special care determină în sol

anumite procese şi proprietăţi. Sunt răspândite insular în zonele slab drenate ale Câmpiei Banato-Crişene, Câmpiei Române, lunca şi terasele Dunării şi a râurilor mari.

SALSODISOLURI (SAL) – au un orizont salic (sa) sau orizont natric (na) în partea superioară a solului sau orizont Btna. Tipuri genetice de sol: *Solonceac* (SC), *Soloneţ* (SN). Salsodisolurile apar de regulă în areale insulare de dimensiuni mici, diseminate în luncile şi câmpiile joase din zona semiaridă şi semiumedă. Cu toate că, au răspândire redusă, în unele unităţi de relief, devin dominante. Valea Călmăţuiului, părţi din Valea Ierului, sectoare joase din Câmpia Română, Câmpia Banato-Crişană, estul Deltei Dunării. Local pot apărea şi pe culmi, acolo unde ies la zi sâmburi de sare (Transilvania, Subcarpaţi).

HISTISOLURI (HIS) – au orizont folic (O) sau turbos (T) în partea superioară a solului. Tipuri genetice: *Turbosol* (TB) şi *Foliosol* (FB). Se întâlnesc pe suprafeţe foarte reduse, mai ales în depresiunile intracarpatice din Carpaţii Orientali (Dornelor, Giurgeului, Braşovului), în luncile unor râuri, în Delta Dunării. Se formează în orice zonă climatică, dar cele mai favorabile sunt cele situate la peste 900 m altitudine, în condiţii de mediu saturat cu apă şi vegetaţie abundentă, unde are loc un proces de turboficare care constă în acumularea de materie organică incomplet descompusă.

ANTRISOLURI (ANT) – orizontul de diagnostic este cel antropedogenetic sau lipsa orizontului A şi E îndepărtate prin eroziune accelerată sau decapitare antropică. Tipurile genetice sunt: *Erodosolul* (ER) şi *Antroposolul* (AT).

Erodosolul apare îndeosebi în regiunile deluroase, pe versanţi puternic înclinaţi, folosiţi în agricultură fără urmări antierozionale. Eroziunea a fost provocată de apă sau vânt, accelerată de activităţile omului, având ca rezultat decapitarea profilului de sol.

Antroposolul se formează pe materiale sterile rezultate de la exploatările miniere sau de la diferite construcţii (halde rutiere, căi de comunicaţii; Depresiunea Petroşani, Gorj, Motru, Maramureş, Călimani). De remarcat că însuşirile fizico-chimice ale materialelor influenţează evoluţia şi caracteristicile solurilor.

8.3. Repartiţia geografică a solurilor pe teritoriul României

Conform principiului repartiţiei solurilor pe glob, corespunzător zonelor şi provinciilor bioclimatice latitudinale, desfăşurarea teritoriului României pe mai puţin de cinci grade latitudine şi situarea acesteia între ariile de stepă şi silvostepă pontico-panonice ar trebui să determine *existenţa unei singure zone pedologice*, incluzând tipurile de sol din clasa *cernisolurilor*. În realitate, în răspândirea solurilor României se constată abateri de la principiul zonalităţii latitudinale.

Avem astfel o *distribuţie zonală* a principalelor tipuri de soluri, orientarea zonelor în sensul paralelelor geografice fiind specifică numai părţii sudice a ţării. În rest, sunt orientate aproximativ pe direcţia meridianelor, încât pe ansamblul ţării se poate vorbi de o distribuţie a zonelor pedologice oarecum concentrică în jurul arcului carpatic.

În succesiunea acestora, de la exterior (dinspre graniţe) spre interior se observă o anumite similitudine. Astfel, în toate părţile, zona externă este cea a *cernisolurilor* căreia îi urmează în câmpiile piemontane, în podişuri şi dealuri zona *luvisolurilor* şi *cambisolurilor*, iar în munţi zone ale cambisolurilor şi spodisolurilor (fig. 8.1). În cadrul depresiunii intercarpatice a Transilvaniei, zonalitatea este mai puţin clară, dar se remarcă şi aici predominanţa în partea vestică, a cernisolurilor de tipul cernoziomurilor, iar în partea centrală şi estică a luvisolurilor şi cambisolurilor.

Formarea zonelor menţionate a fost condiţionată de combinarea acţiunii factorilor pedogenetici naturali, în special a celor climatici şi biologici zonali. Modul de combinare a fost determinat mai ales de caracteristicile reliefului, dar şi de poziţia geografică a ţării.

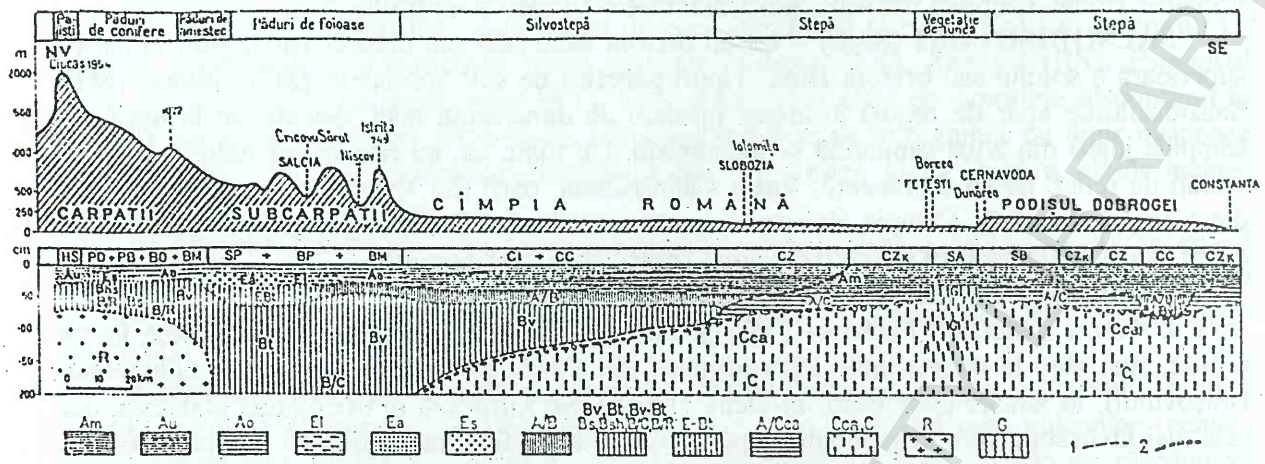


Fig. 8.1. Succesiunea tipurilor zonale şi diferenţierea profilelor de sol, în raport cu condiţiile de relief şi vegetaţie din sud-estul României (Chiţu, 1975). I. Tipuri de sol : SB – soluri bălane ; Cyk-cernoziomuri carbonatice ; CZ-cernoziomuri ; CC-cernoziomuri cambice ; CI – cernoziomuri argiloiluviale ; CN-soluri cenuşii ; BM-soluri brune ; BP-soluri brune luvice (podzolite) ; SP-luvisoluri albice (soluri podzolice argiloiluviale) ; BO- soluri brune acide ; PB – soluri brune feriiluviale ; PD-podzoluri HS-soluri humice-silicatice ; SA-soluri aluviale. II. Orizonturi de sol : Am ; Au ; Ao ; El ; Ea ; Es ; A/B ; Bv ; Bt ; Bv-Bt ; Bs ; Bhs ; B/C ; B/R ; E-Bt ; A/Cca ; Cca,C ; R ; G (notaţiile după Sistemul român de clasificare a solurilor, 1980) ; III. Limite : 1, adâncimea apariţiei $CaCO_3$; 2, adâncimea apariţiei concreţiunilor de $CaCO_3$.

În afara principalelor unităţi morfostructurale, care a impus zonele pedologice menţionate, o altă caracteristică a reliefului, hotărâtoare în repartiţia solurilor a fost **altitudinea.** Pe măsura creşterii acesteia, clima devine mai umedă şi mai răcoroasă (fig.8.2), ceea ce permite instalarea vegetaţiei forestiere şi crează condiţii de trecere la alte soluri încât solurile zonale aparţin altor clase decât celor zonale a *cernisolurilor.* Astfel, putem considera că învelişului de sol al României, i s-a imprimat cea mai de seamă particularitate a sa, constând în formarea de zone *pedologice altitudinale* (etaje) care corespund celor similare de vegetaţie (fig.8.3).

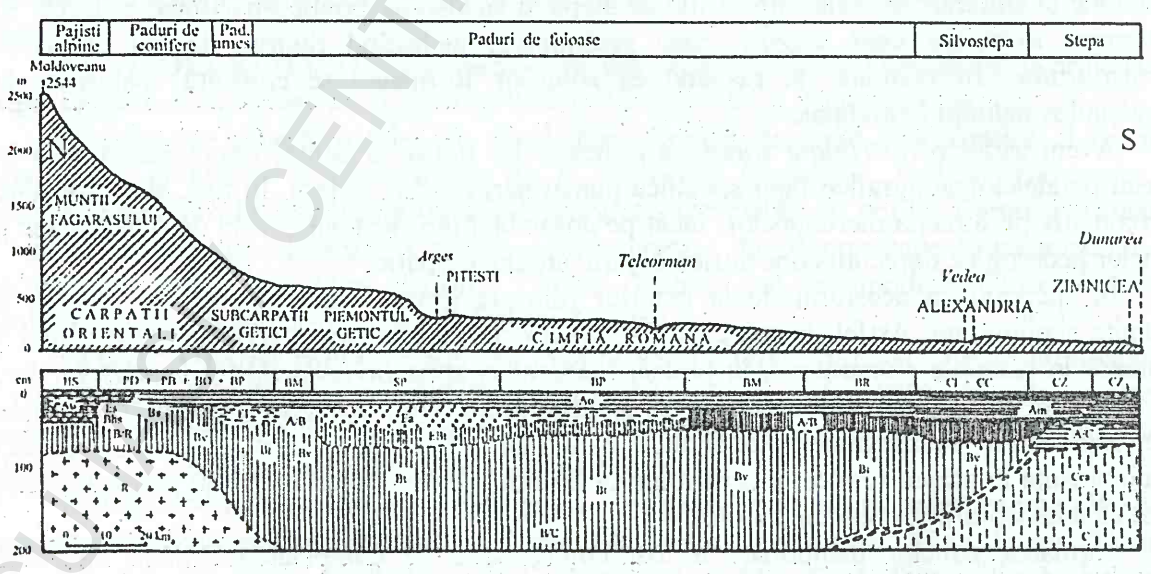


Fig. 8.2. Succesiunea tipurilor zonale şi diferenţierea profilelor de sol, în raport cu condiţiile de relief şi vegetaţie din sudul României (Chiţu, 1975). Legenda similară cu fig. 8.1.

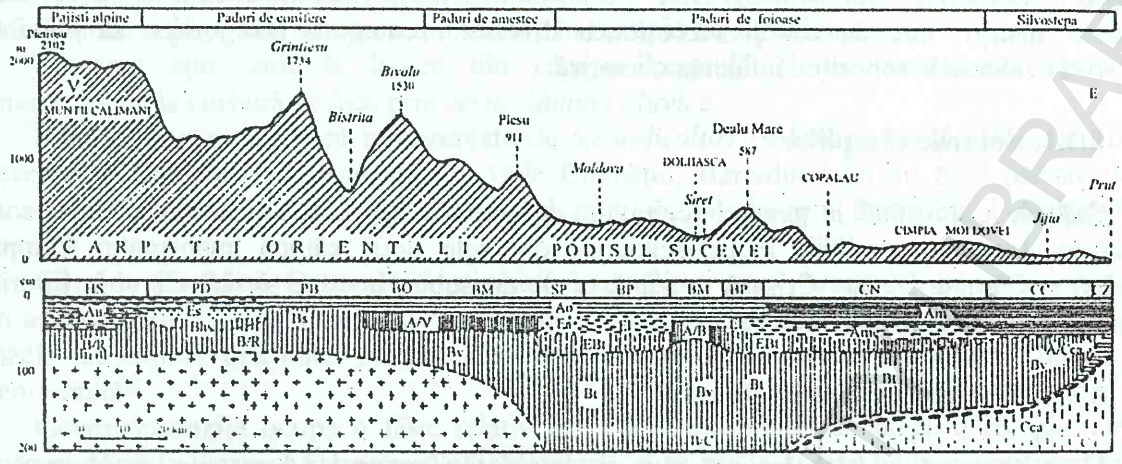


Fig. 8.3. Succesiunea tipurilor zonale şi diferenţierea profilelor de sol, în raport cu condiţiile de relief şi vegetaţie din partea de est a României (Chiţu, 1975). Legenda aceeaşi ca pentru fig. 8.1.

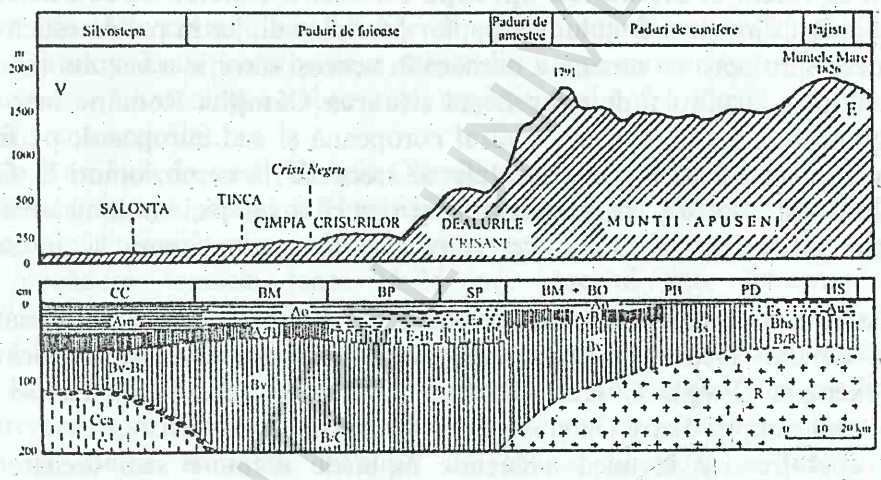


Fig. 8.4. Succesiunea tipurilor zonale şi diferenţierea profilelor de sol, în raport cu condiţiile de relief şi vegetaţie din partea de vest a României (Chiţu, 1975). Legenda aceeaşi ca pentru fig. 8.1.

Unele particularităţi ale solurilor din cadrul zonelor altitudinale prezintă diferenţieri determinate de *influenţele climatice regionale*, urmare a poziţiei teritoriului României la interferenţa climatelor de tip central est şi sud-europene. De aici rezultă a doua particularitate, *provincialitatea climatică* în repartiţia solurilor.

Influenţele climatului sunt mai pregnante la altitudini mici şi mijlocii, unde climatul excesiv (est european) a determinat formarea *kastanoziomurilor* şi a *faeoziomurilor* în partea estică a ţării, iar cele ale climatului sud-european au dus la apariţia în partea sudică şi sud-estică a ţării a *preluvisolurilor* şi *luvosolurilor* considerate ca o tranziţie spre solurile maronii mediteraneene, în timp ce în partea centrală şi vestică a României (fig. 8.4) au un climat spre tranziţia Europei centrale s-au format *cambisolurile*. Particularităţi provocate de aceleaşi influenţe climatice arătate, dar fără separarea unor tipuri aparte ci numai a unor faciesuri climatice, se observă şi la solurile din cadrul altor zone, sau la tranziţia dintre zone pedologice.

Rezultă deci că *zonalitatea solurilor din România este influențată de altitudine și direcția principalelor unități orografice*. Pe de altă parte, poziția climatică a României face ca unele însușiri interne, cât și succesiunea diverselor categorii taxonomice să prezinte deosebiri evidente în raport cu influența climatică.

8.3.1. Solurile câmpiilor

Solurile corespund în general regiunilor de stepă și silvostepă și parțial pădurilor de cvercinee. Întrucât condițiile biopedoclinatice din cele două câmpii importante: Câmpia Română și Câmpia Banato-Crișană prezintă unele deosebiri, acestea se reflectă și în tipurile de soluri, precum și răspândirea acestora.

8.3.1.1. Solurile Câmpiei Române

Datorită reliefului slab înclinat și a predominării depozitelor loessoide, se observă o zonalitate clară a solurilor. Funcție de schimbarea condițiilor climatice se succed dinspre Dunăre spre munți, zona cu cernoziomuri și faeoziomuri în est sau luvisoluri în partea centrală și de vest, iar în nordul câmpiei se trece la cambisoluri.

În privința învelișului de sol, în Câmpia Română se remarcă două trăsături generale: – prima trăsătură se referă la **orientarea aproape est-vest a zonelor de sol**, determinată de orientarea pe aceeași direcție a lanțului Carpaților Meridionali, iar în partea estică a câmpiei, zonele se arcuiesc spre nord ca urmare a curbării în aceeași direcție a lanțului montan; – cea de a doua trăsătură a învelișului de sol reflectă **situarea Câmpiei Române într-o zonă de interferență climatică**: est-europeană; central europeană și sud europeană, pe faptul că în partea estică cu intense influențe continentale se trece de la cernoziomuri la faeoziomuri (lipsind luvisoluri), în timp ce în partea centrală și vestică a câmpiei cu dominarea climatului central-european cu influențe sudice se trece de la cernoziomuri la luvisoluri apoi cambisoluri.

Deși relieful este relativ uniform, învelișul de sol este destul de variat, datorită influenței unor condiții locale. Prezența depozitelor nisipoase favorizează formarea unor *psamosoluri* (exemplu Câmpia Olteniei, Bărăganul, Câmpia Tecuciului), iar pe depozitele argiloase din nordul câmpiei dintre Olt și Argeș se formează vertosoluri.

Prezența apei freatice la mică adâncime în unele sectoare slab drenate (zona de subsidență din nord-estul câmpiei, unele terase) determină formarea *hidrisolurilor* (*gleiasoluri, stagnosoluri*) care se asociază cu *salsodisoluri* (*solonceacuri, soloneturi*) în lungul unor văi cum sunt Călmățuiul, Călnistea, Bârladul inferior.

Cum între cele trei sectoare ale câmpiei există diferențe evidente se impune prezența separată a acestora.

Câmpia Română de Est include: Câmpia Bărăganului, Câmpia Vlăsiei și a Mostiștei, Câmpia Siretului inferior, Câmpia Covurluiului, Câmpia Tecuciului. În cadrul acestei câmpii se include cel mai mare areal de *cernisoluri* din țara noastră. Dintre solurile acestei clase predomină cernoziomurile tipice, cambice, vertice. Solurile se distribuie în benzi direcționate aproape nord-sud, a căror succesiune de la est la vest merge de la cele mai puțin evoluate (kastanoziomuri) până la cele mai evoluate (cernoziomuri argice și aluvice) în strânsă corespondență cu modificarea treptată a condițiilor de stepă uscată la stepă moderată și silvostepă.

Kastanoziomul formează doar o fâșie îngustă în lungul terasei Dunării dintre Feteşti și confluența râului Ialomița.

BCU CLUJ CONSORTIUM LIBRARY

Cernoziomurile ocupă întreg Bărăganul, inclusiv sud-estul Câmpiei Tecuciului şi sudul Câmpiei Covurluiului fiind reprezentate subdiviziunile tipic, vertic, urmând subdiviziunile argic, gleic, salinic, mai fecvente în Câmpia de subsidenţă.

Trecerea spre solurile luvice din câmpia centrală şi la faeoziomuri specifice piemontului de la curbură se face prin *cernoziomuri aluvice*.

Solurile intrazonale sunt reprezentate de *salsodisoluri* (solonceacuri şi soloneţuri) mai frecvente în Câmpia de subsidenţă, pe văile Călmăţui, Bârladul inferior; apoi psamosoluri formate pe nisipurile din Câmpia Tecuciului inferior, pe dreapta Buzăului, Călmăţuiului, Ialomiţei.

Câmpia Română Centrală considerată între Olt şi gura Argeşului, se caracterizează prin acelaşi paralelism al zonelor de sol, cu deosebirea că zonarea devine mai complexă, cu benzele de soluri orientate pe paralele, dar mai puţin regulată, cu interpătrunderi şi discontinuităţi.

Cernoziomurile ocupă o fâşie relativ îngustă în extremitatea sudică a câmpiei de la Argeş şi până la Turnu Măgurele. Cernoziomurile sunt tipice şi vertice, iar spre nord sunt urmate de faeoziomuri care ocupă sudul Câmpiei Găvanu-Burdea şi nordul Câmpiei Burnasului.

Luvisolurile au cea mai mare răspândire, deci sunt cele mai caracteristice pentru partea mediană a Câmpiei Române, cu extensiune maximă în Câmpiile Găvanu-Burdea şi Vlăsiei. Subtipurile acestei clase sunt *preluvosoluri*, *luvosoluri* şi *alosoluri*. Partea nordică a acestei zone centrale situată în condiţii bioclimatice de pădure umedă este ocupată de *luvisoluri* şi *planosoluri*. Dintre solurile intrazonale o răspândire mare au *vertisolurile*, cu deosebire în partea nordică, ca o consecinţă a substratului argilos; apoi *hidrisolurile* mai ales *gleisoluri* şi *salsodisolurile* (soloneţurile).

Câmpia Română de vest (Câmpia Olteniei) se caracterizează prin dispunerea paralelă a benzilor de sol orientate paralel cu Dunărea (deci dispuse pe terasele acesteia). Sunt cu atât mai evoluate cu cât terasele sunt mai înalte (mai vechi). Cernoziomurile (tipic, gleic, salinic) ocupă cu precădere terasele joase (5-25 m). Arealul este întrerupt de prezenţa *psamosolurilor*. În spaţiile intradunale se formează *hidrosoluri* şi *salsodisoluri*. Pe terasele înalte s-au format *cernoziomuri cambice* tipice, cu excepţia părţilor vestice a Câmpiei Blahniţei şi Romanaţilor unde predomină psamosolurile. În extremitatea nordică a Câmpiei Olteniei, la trecerea spre Piemontul Getic, apar *cernoziomuri argice* şi *luvisoluri*.

Lunca şi Delta Dunării. Învelişul de sol al acestora se caracterizează prin predominarea solurilor tinere *aluvisolurile* în diferite stadii de gleizare şi înmlăştinire. În bălţile şi Delta Dunării sunt larg răspândite *hidrisolurile (gleisolurile, stagnosoluri, limnosoluri)*.

În câteva popine din luncă, pe grindurile Chilia şi Stipoc se găsesc şi *cernisoluri* (cernoziomuri şi kastanoziomuri) formate pe dopozite loessoide, iar pe depozitele nisipoase sunt dominante *psamosolurile*. De asemenea, tot în Delta Dunării există şi areale importante cu salsodisoluri (solonceacuri şi soloncţuri) pe grindurile: Letea, Caraorman şi Sărăturile.

8.3.1.2. Solurile Câmpiei Banato-Crişene

Spre deosebire de Câmpia Română, solurile de aici sunt mult mai mozaicate, datorită frecvenţei mai mari a solurilor intrazonale care deţin 50% din suprafaţa câmpiei, cele zonale reprezentând doar 25% (Barbu, 1987). Acelaşi autor remarcă că există o dublă zonalitate; ca de altfel şi în cadrul climei şi vegetaţiei; pe de o parte, de la vest la est în strânsă legătură cu relieful câmpiei şi modificarea condiţiilor bioclimatice de la stepă-silvostepă la pădure, iar pe de altă parte, de la sud la nord conform zonalităţii latitudinale şi a maselor de aer cu proprietăţi hidrotermice diferite care o afectează. Prin urmare, în sud (în Câmpia Banatului)

predomină cernoziomurile, iar în nord şi spre est luvisolurile. Primele sunt asociate cu salsoluri şi spodisoluri, iar secundele cu hidrisoluri (gleisoluri, stagnosoluri).

În clasa *cernisolurilor* sunt dominante *cernoziomurile*. În sud domină tipurile vestice, cambice, gleice (Câmpia Banatului până la Curtici) iar în partea nordică sunt cernoziomuri cambice şi argice. În Câmpia joasă a Crişurilor, sunt răspândite subtipurile aluvic şi cambic. Cernoziomurile sunt întrerupte de areale ocupate cu soluri intrazonale: psamosoluri, aluvisoluri şi hidrisoluri.

Luvisolurile ocupă cam 1/3 din solurile zonale ale Câmpiei Banato-Crişene. Ele sunt dominante în Câmpia Someşului şi câmpiile subcolinare de la sud de râul Crasna. Dintre cele mai răspândite menţionăm: *peluvosolurile* şi *luvosolurile* cu diverse subdiviziuni. În părţile umede sunt specifice subtipurile *gleice* şi *stagnice*.

Solurile intrazonale ocupă peste 50% din suprafaţa Câmpiei Banato-Crişene, fiind unitatea cea mai caracteristică din ţară sub acest aspect (Barbu, 1987). Se compun din: *hidrisoluri, salsodisoluri, protisoluri* şi *aluvosoluri*.

Hidrosolurile au cea mai mare răspândire dintre solurile intrazonale şi ocupă suprafeţe mari în câmpiile joase ale Someşului, Ierului, Barcăului, Crişurilor, Timişului. Dintre tipurile cele mai răspândite este *gleisolul*.

Salsodisolurile se extind pe porţiuni mai reduse îndeosebi în Câmpia Banatului, Câmpia Crişurilor şi mai puţin în Câmpia Ierului.

Vertosolurile se dezvoltă mai mult în Câmpia Banatului şi Câmpia Crişurilor, pe materiale argiloase.

Pe nisipurile din zona Carei, Valea lui Mihai şi pe areale mai mici în câmpiile Aradului şi Arancăi se formează **psamosoluri** pe dunele nisipoase şi **aluvisoluri** în luncile râurilor; Someş, Crişuri, Mureş, Timiş ş.a.

8.3.2. Solurile regiunii de deal şi podiş

Cu excepţia Podişului Dobrogei şi a unei părţi din Podişul Moldovei, dealurile şi podişurile fiind situate într-o climă mai umedă, se caracterizează prin predominarea solurilor formate sub pădure. Învelişul de sol este foarte variat ca urmare a variaţiei rocilor – mamă de soluri, a formelor de relief şi a intensităţii proceselor de eroziune.

8.3.2.1. Solurile Podişului Dobrogei

Podişul Dobrogei se caracterizează prin larga răspândire a solurilor de climat arid. Solurile zonale ocupă aproape toată suprafaţa Dobrogei, iar cele intrazonale au o răspândire neglijabilă. Dintre solurile zonale sunt reprezentate *cernisolurile* (**kastanoziomuri, cernoziomuri**) în proporţie de peste 90% în Dobrogea Centrală şi de Sud, iar în Dobrogea de Nord pe circa 70%, aici apărând şi luvisoluri.

Kastanoziomurile sunt soluri tipic dobrogene, formând două areale importante: unul care este şi cel mai extins dispus pe faţada vestică, între Oltina şi Măcin, cu lăţimi de 2-10 km, ce la nord de Valea Carasu pătrunde mult spre est; altul pe faţada maritimă, între Mahmudia şi Capul Midia, acesta fiind mai îngust (1-3 km) şi discontinuu. Areale fragmentare mai mici sunt şi în nordul Dobrogei, pe faţada dintre Dunăre.

Cernoziomurile ocupă cea mai mare parte din Dobrogea centrală şi sudică.

Rendzinele apar sub formă de fâşii insulare pe toate aflorimentele calcaroase cu extindere mai mare în Podişul Babadagului.

Faeoziomurile fac trecerea spre luvisoluri şi se întâlnesc în Dobrogea de Nord în Podişul Babadagului, Podişul Niculiţelului şi Munţii Măcinului.

Luvisolurile constituie etajul superior din podişurile Babadagului şi Niculiţelului.

BCU "LUCIAN BLAGA" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Dintre solurile intrazonale se impun în primul rând litosolurile şi regosolurile. Litosolurile sunt specifice Dobrogei de Nord (Munţii Măcinului), iar regosolurile sunt mai frecvente pe versanţii văilor. Celelalte soluri intrazonale au prezenţă redusă, numai în jurul limanelor există solonceacuri.

8.3.2.2. Solurile Podişului Moldovei

În Podişul Moldovei se întâlneşte o gamă variată de soluri zonale începând cu *cernoziomuri* şi continuând cu *faezoomuri*, *luvisoluri* în părţile mai umede. La acestea se asociază, pe suprafeţe mai mici, soluri intrazonale, îndeosebi *hidrisoluri, salsodisoluri, protisoluri.* După Florea şi colab., (1968), în învelişul solurilor din Podişul Moldovei se remarcă trei trăsături generale:

– în condiţii comparabile de relief şi rocă, apare o zonalitate care se desfăşoară dinspre est şi sud-est spre vest, zonele de sol dezvoltându-se aproximativ paralel cu lanţul muntos;

– a doua trăsătură generală a învelişului de sol se referă la schimbarea unor caracteristici ale solurilor pe direcţia nord-sud, o dată cu latitudinea, fapt ce duce la apariţia unor faciesuri deosebite de sol în nord faţă de sudul Moldovei;

– a treia trăsătură generală a învelişului de sol o constituie manifestarea clară a unei diferenţieri pe verticală, adică o dispunere a zonelor de sol în altitudine.

În structura zonar-etajată se dispun două etaje: un *etaj al cernisolurilor* caracteristic bioclimatului stepic şi silvostepic şi *un etaj al luvisolurilor* ce corespunde bioclimatului forestier. Limita dintre aceste două etaje este foarte sinuoasă cu frecvente înterpătrunderi determinate de condiţiile oro-bio-climatice locale (Barbu, 1987).

Din clasa **cernisolurilor**, *cernoziomurile cambice* sunt cele mai reprezentative. Au răspândire mare în Câmpia Moldovei sud-estul Podişului Bârladului (la altitudini de 100-200 m) şi pătrund şi în etajul *luvisolurilor* (mai ales pe Valea Siretului). În afara cernoziomului tipic se mai întâlnesc subtipurile vertic şi gleic, aluvic pe areale mai extinse în Podişul Sucevei.

Faeoziomurile apar sub forma unei fâşii aproape continuă la extremitatea estică şi sud-estică a luvisolurilor cu maximul de extensiune în Podişul Bârladului (sud-estul Colinelor Tutovei, Dealurile Crasnei şi Fălciului, Coasta Moldavă). Spre vest faeoziomurile pătrund cu areale discontinui în zona luvisolurilor din podişul înalt, unde ocupă părţile mai joase ale acestuia (vestul Câmpiei Moldovei, Podişul Sucevei).

Rendzinele sunt legate de anumite roci, şi de aceea ele participă cu procente neînsemnate, cu apariţii sporadice în Podişul Central Moldovenesc şi Podişul Sucevei unde aflorează pe intercalaţiile calcaroase.

Luvisolurile corespund pădurilor de foioase formând areale cu extindere mare în Podişul Central Moldovenesc, nordul şi nord-vestul Colinelor Tutovei. Podişul Sucevei cu mai multe areale pe interfluviile dintre Siret-Suceava, Siret-Moldova, zona piemontană dintre munte şi podiş.

Solurile intrazonale deţin circa 20% din suprafaţa învelişului de sol al podişului. Sunt reprezentate prin: *hidrisoluri* (îndeosebi pe luncile râurilor, Depresiunia Rădăuţi), *salsodisoluri* condiţionate de prezenţa marnelor salifere şi climatul arid (Câmpia Moldovei, Delurile Fălciului, bazinul Bârladului); *vertisolurile* (îndeosebi în partea nordică a Câmpiei Moldovei).

8.3.2.3. Solurile Podişului Transilvaniei

Solurile din Podişul Transilvaniei sunt foarte variate atât sub aspect taxonomic cât şi a distribuţiei spaţiale, consecinţă a condiţiilor bioclimatice zonale şi a factorilor locali.

BCU "I. Creangă" IAŞI LIBRARY

Dintre **solurile zonale**, reprezentative, sunt *cernoziomurile* dispuse în partea central vestică a podişului, mai puţin înaltă şi cu predominarea peisajului de silvostepă; *luvisolurile* specifice zonei forestiere, cu caracteristici tot mai evoluate spre contactul cu munţii periferici. Ele formează zone concentrice faţă de cernisoluri; iar *cambisolurile* sunt la contactul cu arealul muntos. Solurile intrazonale împestriţează învelişul pedologic, fără a reuşi să-i modifice zonalitatea.

Cernisolurile, reprezentate prin cernoziomuri, au cel mai compact areal în Câmpia Transilvaniei, partea sud-vestică a acesteia, iar sub formă de petice izolate se întâlnesc în Podişul Secaşelor şi pe terasele din Culoarul Mureşului până pe Streiul inferior. Sunt prezente în principal cernoziomurile argice şi cambice.

Rendzinele formează areale mai importante în Podişul Târnavelor, Podişul Secaşelor, Câmpia Transilvaniei şi petice reduse în Podişul Someşan.

Luvisolurile domină învelişul de sol al podişului, cu areale mai importante în Câmpia Transilvaniei, Podişul Târnavelor, Podişul Someşan, Subcarpaţii Transilvaniei, Dealurile Năsăudului, depresiunile de contact (Făgăraş, Sibiu, Apold, Culoarul Mureşului).

Cambisolurile apar insular pe culmile cele mai înalte (Podişul Someşan, Podişul Târnavelor şi la contactul cu zona montană constituind pătrunderi tentaculare dinspre munte).

Solurile intrazonale deţin o pondere apreciabilă (peste 25%) iar distribuţia lor determină aspectul mozaicat al învelişului pedologic.

Hidrisolurile se întâlnesc pe pante slab înclinate, îndeosebi la partea inferioară a versanţilor. Sunt frecvente *gleisolurile* iar pe alocuri *stagnosoluri*, pe fundul depresiunilor umede (Făgăraş şi Sibiu).

Salsodisolurile sunt reprezentate îndeosebi prin *soloneţuri* legate direct prin prezenţa rocilor saline ale zonei diapire.

Dintre **protisoluri**, în afara *aluvisolurilor*, care domină în arealul luncilor, o frecvenţă apreciabilă au peticele de *regosoluri* şi *entiantroposoluri*, cu deosebire în Podişul Târnavelor.

8.3.2.4. Solurile Piemontului Getic

În Piemontul Getic se remarcă o clară zonalitate latitudinală, zonele de sol dezvoltându-se aproximativ paralel cu lanţul muntos din nordul piemontului. Dintre solurile zonale dominante sunt *luvisolurile* pe fondul cărora se intercalează areale de soluri intrazonale.

Luvisolurile reprezentate prin subtipurile *preluvosoluri, luvosoluri* şi local *planosoluri* care se succed în această ordine dinspre Câmpia Română spre Subcarpaţi, corespunzător creşterii altitudinii şi climatului mai umed şi mai răcoros. De asemenea, se remarcă interpătrunderi adânci între solurile vecine. Pe interfluvii pătrund mult spre sud chiar *cambisoluri*.

Solurile intrazonale au mare varietate şi frecvenţă. Între acestea se impun ca importanţă *vertisolurile, hidrosolurile, regosolurile, psamosolurile* şi *aluvisolurile*.

Vertisolurile s-au dezvoltat pe depozite argiloase între Motru şi Jiu, apoi pe unele interfluvii în Podişul Olteţului.

8.3.2.5. Solurile Dealurilor Banato-Crişene

Fiind situate în întregime în zonă forestieră, solurile din această unitate sunt puţin variate. Trăsătura esenţială este dată de prezenţa *luvisolurilor* şi participarea mai redusă a solurilor intrazonale. Luvisolurile sunt reprezentate prin tipuri mai evoluate cum sunt *luvosolurile* cărora li se asociază local şi planosoluri. Luvosolurile deţin supremaţia fiind bine reprezentate în dealurile bănăţene, dominante în cele crişene şi majoritare în cele someşene. Pe fondul general al luvosolurilor, insular apar şi alte soluri cum ar fi *cambisoluri,*

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

andosoluri şi *rendzine*. *Cambisolurile* se formează pe insulele cristaline din Dealurile Someşului (Măgura Silvaniei, Culmea Codrului) şi în Dealurile Pogănişului (Dealurile Buziaşului, Măgura Poienii); *andisolurile* se formează pe insulele eruptive din Depresiunea Zarandului şi în nord-estul Dealurilor Lipovei, iar *rendzinele* pe aflorimentele de calcare din Culmea Brezei, Depresiunea Vadului şi Depresiunea Beiuşului. Dintre **solurile intrazonale** apar în prezent foarte reduse *regosolurile* pe versanţi, şi *hidrisolurile* în unele depresiuni.

8.3.2.6. Solurile Subcarpaţilor

Solurile Subcarpaţilor se impun prin mare diversitate tipologică şi distributivă, consecinţă a poziţiei lor geografice de tranziţie dintre podişuri şi lanţul carpatic. Dintre solurile zonale cea mai mare răspândire o au *luvisolurile* şi *cambisolurile* care se dispun în acestă ordine în altitudine, dar şi dinspre periferie spre munte.

Cernisolurile au participare redusă, iar solurile intrazonale, deşi au pondere apreciabilă (peste 20%) apar în areale diseminate, ceea ce determină o mozaicare a învelişului de sol.

Luvisolurile sunt reprezentate de *preluvosoluri* şi *luvosoluri* care de altfel, dau principalele componente ale învelişului pedologic din Subcarpaţi. Rezultă că şi sub aspect pedogeografic, Subcarpaţii se ataşează mai mult podişurilor extracarpatice decât Carpaţilor (Barbu, 1987).

Planosolurile se asociază cu luvosolurile mai ales pe podul teraselor şi fundul depresiunilor.

Cambisolurile ocupă areale mai reduse decât luvisolurile şi s-au format îndeosebi pe roci mai dure ale flişului paleogen şi ale sedimentelor neogene.

Cernisolurile nu sunt reprezentative zonei subcarpatice. Prezenţa lor este favorizată de condiţii bioclimatice sau litologice locale. Dintre cernisoluri se întâlnesc cernoziomuri cambice şi aluvice, faeoziomuri şi rendzine.

Cernoziomurile au o răspândire mai largă în Carpaţii Moldovei cu deosebire în Depresiunea Cracău-Bistriţa şi mai puţin în depresiunea Neamţului. Prezenţa cernoziomurilor a fost pusă pe seama păstrării aici a unei insule de silvostepă (Euculescu, 1924). O prezenţă sporadică a cernoziomului cambic este şi în Subcarpaţii Buzăului.

Faeoziomurile sunt slab reprezentate, areale mai importante existând tot în Subcarpaţii Neamţului (în Depresiunea Cracău-Bistriţa) şi în petice reduse în Subcarpaţii Tazlăului, Subcarpaţii Vrancei, Buzăului, Subcarpaţii Getici (în bazinele râurilor Cerna şi Gilort).

Rendzinele se întâlnesc doar în petice, pe aflorientele calcaroase (D. Istriţei).

Solurile intrazonale apar pe areale mici dar cu o frecvenţă apreciabilă. Mai bine reprezentate sunt *hidrisolurile, salsodisolurile* şi *protisolurile*.

Dintre **hidrisoluri** reţin atenţia *gleisolurile* şi *stagnosolurile* care apar pe terasele inferioare şi luncile unor râuri (Depresiunea Tg. Jiu, Subcarpaţii Tazlăului, Buzăului, Prahovei).

Salsodisolurile sunt prezente prin *soloneţuri*, mai frecvente pe depozitele miocene bogate în săruri solubile (îndeosebi în Subcarpaţii Curburii-Slănic, Ocniţa, Moreni, Berca, Policiori ş.a.).

Protisolurile sunt cel mai bine reprezentate în cadrul solurilor intrazonale. Dintre acestea *aluvisolurile* au răspândire mai mare în Subcarpaţii Neamţului, Subcarpaţii Vrancei şi ai Buzăului. O frecvenţă apreciabilă o au şi *regosolurile* (Subcarpaţii Vrancei, Subcarpaţii Buzăului, Subcarpaţii Getici).

8.3.3. Solurile montane

Caracteristica principală a solurilor montane este zonalitatea verticală. Succesiunea altitudinală, determinată de condiţiile generale bioclimatice, este mult influenţată de rocă şi

relief. Urmărind raporturile relief-climă-vegetație-soluri, se pot distinge mai multe etaje altitudinale:

Etajul montan inferior corespunde climatului temperat montan şi vegetației pădurilor nemorale, este etajul reprezentativ pentru *cambisoluri*, a căror limită urcă până la circa 1300 m. La partea inferioară a etajului (la sub 1000 m), predomină *eutricambosoluri*. Cele mai mari suprafețe, ocupate de aceste soluri (cu diverse subtipuri, tipic, rendzinic, andic, litic) se întâlnesc în Carpații Orientali, Carpații Curburii şi Carpații Occidentali. Pentru Carpații Meridionali acest tip de sol nu prezintă importanță prea mare.

La partea superioară a etajului (1000-1300), cu un climat de tranziție spre climatul boreal montan, cu vegetație de amestec fag-brad-molid, se formează şi un etaj de soluri corespunzător *districambosoluri*. Este tipul de sol cu cea mai largă extensiune din toți Carpații românești.

Pe aflorimentele calcaroase (Munții Apuseni, Munții Banatului, Munții Cernei, Munții Mehedinți) se formează ***Eutricambosoluri**** apreciate ca relictare şi se atribuie unui climat mediteraneean din trecut.

Etajul montan mijlociu la altitudini cuprinse între 1300-2000 m. Este etajul *spodisolurilor* şi corespunde unui climat boreal montan al molidişurilor. Spre deosebire de cambisoluri cu largă dezvoltare în Carpații românești, spodisolurile sunt mai reduse, datorită restrângerii spațiului montan la aceste altitudini.

Spodisolurile se întâlnesc în Carpații Orientali (grupa Central nordică) şi pe arii mai extinse în Carpații Meridionali (Făgăraş-Iezer, Parâng-Lotru-Sureanu-Cândel, Retezat-Țarcu-Godeanu). În Munții Apuseni, prezintă un areal redus în Muntele Mare-Gilău.

Cele două tipuri de spodisoluri sunt *prepodzolul* între 1300-1500 m şi *podzolul* extins la altitudini în medie între 1500-2000 m.

Etajul montan superior – corespunde pedogeografic cu etajul alpin propriu-zis şi are o prezență insulară incluzând culmile şi vârfurile ce depăşesc 1900-2000 m. Solul reprezentativ, format în condițiile climei şi pajiştilor alpine de aici aparțin *umbrisolurilor* cu subtipurile *nigrosoluri* şi *humosiosoluri*. La partea superioară este dominant subtipul *litic*.

De remarcat este faptul că în munții vulcanici, din vestul Carpaților Orientali, se formează *andosoluri* cu două areale bine reprezentate: în grupa nordică Oaş-Gutăi şi în grupa sudică Călimani-Gurghiu-Harghita. Funcție de altitudine, acestea formează un etaj inferior, unde andosolurile se asociază cu *cambisoluri* şi un etaj superior unde se asociază cu *spodisoluri*.

Caracteristic pentru depresiunile intercarpatice (Ciuc, Braşov) este prezența *cernoziomurilor*. Dintre solurile intrazonale consemnăm: *aluvisolurile* dispuse în lungul unor văi: Vişeu, Iza, Bistrița, Olt, Mureş (în sectorul Deva-Zam) ş.a; *hidrisolurile* frecvente în unele depresiuni: Dornelor, Giurgeului, Ciucului, Braşovului.

---

* Similar cu terra rossa

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CAPITOLUL 9

UNITĂȚILE FIZICO - GEOGRAFICE

Acumularea în timp, de date noi, față de cele folosite de Mihăilescu (1936, 1969) şi Monografia Geografică a României (1960) a permis o revedere, inclusiv a unităților fizico-geografice ale României. Aceasta a fost făcută în Geografia României, vol. I.

Individualizarea şi ierarhizarea unităților fizico-geografice se bazează pe câteva principii esențiale:

1. Relieful cu cele trei trepte principale: munți, dealuri şi podişuri, câmpii dispuse concentric constituie factorul ce imprimă variația peisajului geografic. Relieful, ca element cu distribuție azonală, transformă zonalitatea latitudinală într-o etajare altitudinală a tuturor celorlalți factori fizico-geografici. Rezultă deci, că diversitatea teritorială a peisajului reprezintă, în primul rând, o consecință a varietății reliefului.

2. Alt principiu care s-a folosit în regionarea teritoriului României este nerepetabilitatea unităților geografice. Aceasta rezultă din interferența dintre repartiția zonală şi cea azonală a factorilor geografici, din posibilitatea combinării lor în spațiu într-o infinitate de forme, încât diviziunile indiferent de categoria lor taxonomică trebuie să reprezinte unicate.

3. Interferența fizico-geografică care este dată de poziția teritoriului României în cadrul continentului. Pe acest teritoriu se interferează influențele celor trei mari provincii fizico-geografice: ale Europei Centrale, Estice şi Sudice. Aceste influențe sunt însă modificate destul de mult de prezența şi dispunerea arcului carpatic, ceea ce duce la apariția unor trăsături specifice Carpaților, în funcție de cele trei fațade ale acestora: estică, vestică, sudică şi a regiunilor pericarpatice. Aceste influențe nu sunt însă determinante, nu se impun şi nu sunt definitorii, pentru marile regiuni, ci numai pentru particularitățile acestora sau ale unor subunități de ordin taxonomic inferior. De fapt, interferențele fizico-geografice care se realizează în spațiul carpatic românesc contribuie la conturarea unei entități noi care nu este nici centrală, nici estică şi nici sud-europeană.

4. Un alt criteriu în individualizarea şi ierarhizarea unităților este omogenitatea relativă a peisajului care permite conturarea unităților teritoriale de diferite ordine în funcție de gradul

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

de generalizare şi de detaliere. Omogenitatea creşte treptat în cazul unităţilor cu grade taxonomice inferioare pe măsură ce scade complexitatea şi diversitatea peisajului de la unităţi mari spre cele mici.

Nu este lipsit de importanţă faptul că această complexitate teritorială a României este condiţionată şi de poziţia sa în bazinul inferior al Dunării care colectează aproape întreaga ei reţea hidrografică şi de deschiderea pe care o are la Marea Neagră, acestea determinându-i caracterul principal de ţară carpatică, dunăreană şi pontică. În acest ansamblu, Carpaţii îndeplinesc funcţia de factor determinant pentru nivelul superior de organizare a structurii fizico-geografice. La nivelele inferioare, funcţia de factor coordonator poate fi luată de alte componente sau elemente dominante.

Unităţile fizico-geografice

În raport cu marile ansambluri şi cu poziţia lor geografică pe teritoriul României se disting unităţi de diverse ranguri (fig. 9.1.).

Unităţile de ordinul I cuprind: o unitate centrală carpato-transilvană şi trei unităţi pericarpatice: unitatea banato-crişană, dispusă pe latura de vest a Carpaţilor Occidentali, Unitatea geto-moldavă extinsă pe faţadele estică şi sudică a Carpaţilor, Unitatea dunăreano-dobrogeană situată în sudul şi sud-estul ţării.

Aceste unităţi se suprapun pe trepte majore de relief cuprinzând ramurile muntoase ale inelului carpatic, ce includ în centrul său Depresiunea Transilvaniei şi unităţile de dealuri, podişuri şi câmpii dispuse la exteriorul arcului carpatic. La individualizarea lor s-au avut în vedere corelarea şi etajarea componentelor cadrului natural şi a structurilor fizico-geografice majore. Ele constituie fondul de diversificare a condiţiilor biopedoclimatice pe care se înscrie o gamă largă de peisaje geografice.

Caracterele fizico-geografice ale acestor regiuni se diferenţiază după înfăţişarea reliefului, în raport cu vârsta şi alcătuirea geologică, după variaţia condiţiilor biopedoclimatice şi dependenţă de altitudinea absolută şi de poziţie.

Unităţile de ordin II corespund, în general, unităţilor principale de relief. Astfel, în cadrul unităţii carpato-transilvane se disting: Carpaţii Orientali, Carpaţii Meridionali, Carpaţii Occidentali şi Depresiunea Transilvaniei.

Unitatea banato-crişană cuprinde două subunităţi distincte: Dealurile Banato-Crişene şi Câmpia Banato-Crişană care sunt strâns legate între ele prin geneză şi evoluţie.

Unitatea geto-moldavă reuneşte patru subunităţi dispuse pe două nivele altimetrice ale treptei dealurilor: Subcarpaţii, Podişul Moldovei, Podişul Mehedinţi, Podişul Getic.

Unitatea dunăreano-dobrogeană grupează: Podişul Dobrogei, Câmpia Română şi Delta Dunării. Aceste prezintă peisaje de câmpie şi de podiş cu caracter biopedoclimatice de stepă, silvostepă şi de pădure.

Unităţile de ordinul III includ teritorii la care criteriile de regionare se deosebesc în funcţie de treptele de relief în care se încadrează. În cazul unităţilor carpatice se iau în considerare: poziţia, orientarea culmilor principale, altitudinea absolută. Acestea permit, spre exemplu, împărţirea Carpaţilor Orientali în trei grupe: nordică, centrală şi de Curbură; a Carpaţilor Occidentali în: Munţii Banatului şi Munţii Apuseni; Carpaţii Meridionali în: Grupa Munţilor Bucegi, Grupa Centrală Făgăraş-Parâng-Godeanu şi Grupa Vâlcan-Cernei-Mehedinţi. În cazul unităţilor de dealuri şi de câmpii, pe lângă poziţii, litologia şi stadiul de evoluţie a reliefului reprezintă criterii după care se stabileşte individualizarea subunităţilor.

Unităţile de ordin IV se delimitează în funcţie de condiţiile locale de relief, structură genealogică şi vegetaţie. Astfel, regionarea fizico-geografică a teritoriului României ilustrează asocierea de individualităţi geografice de la cele mai complexe până la cele mai omogene.

Împărţirea teritoriului şi unităţile fizico-geografice oferă, astfel, o viziune unitară asupra mediului geografic al României, contribuind la evaluarea mediului său natural.

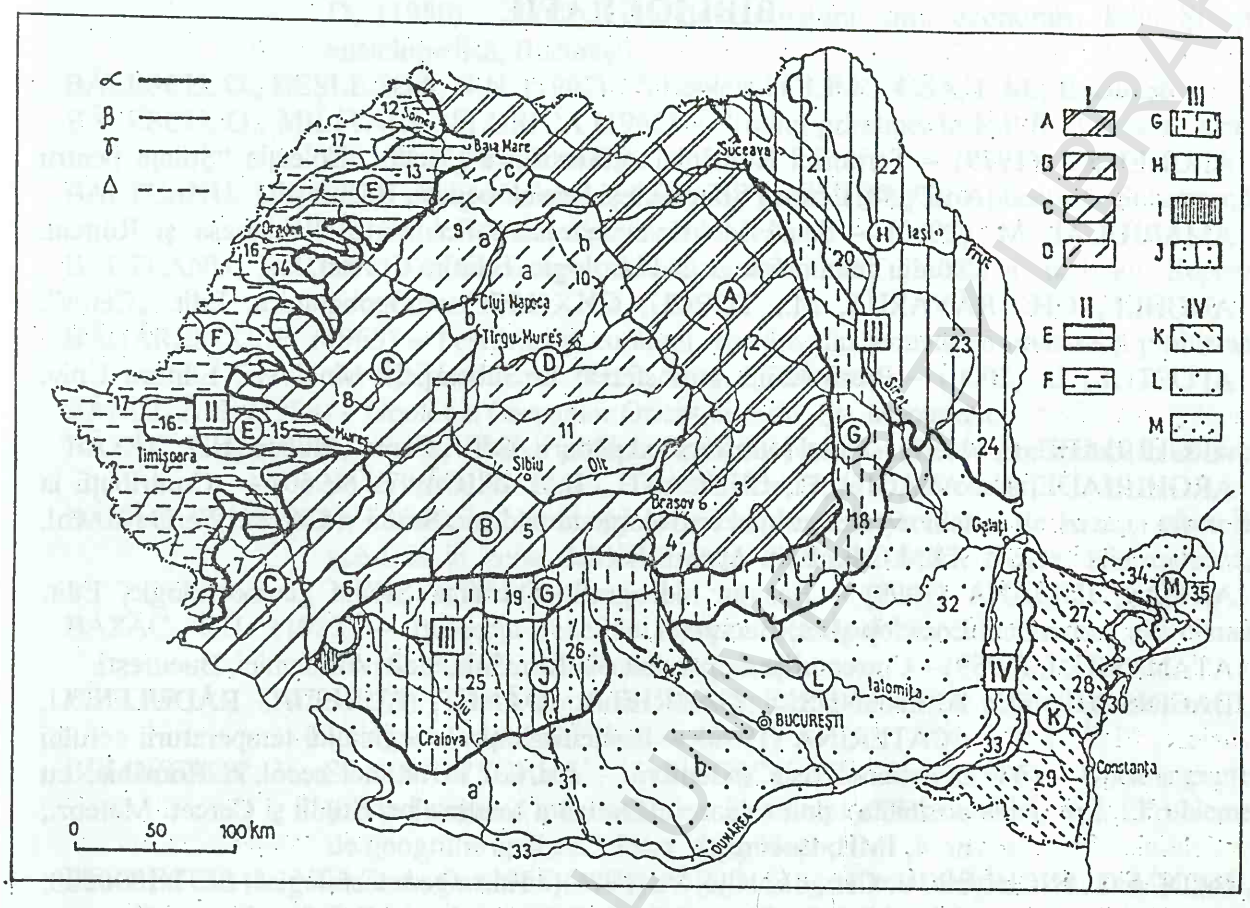


Fig. 9.1. Unităţile fizico- geografice ale României. **I. Unitatea carpato-transilvană. A.** *Carpaţii Orientali*: 1, grupa nordică; 2, grupa centrală; 3, grupa de la Curbură. **B.** *Carpaţii Meridionali*: 4, grupa Munţilor Bucegi; 5, grupa centrală (Făgăraş-Parâng-Godeanu); 6, grupa Munţilor Vâlcan-Cernei-Mehedinţi. **C.** *Carpaţii Occidentali*: 7, Munţii Banatului; 8, Munţii Apuseni. **D.** *Depresiunea Transilvaniei*: 9, Podişul Someşan: a, propriu-zis; b, Dealurile Feleacului; c, Dealurile Lăpuşului; 10, Câmpia Transilvaniei: a, propriu-zisă; b, Dealurile Bistriţei şi Reghinului; 11, Dealurile(Podişul) Târnavelor. **II. Unitatea banato-crişană. E.** *Dealurile Banato-Crişene*: 1, Dealurile Oaşului; 2, Dealurile Silvano-Someşene; 14, Dealurile Crişanei; 15, Dealurile Banatului. **F.** *Câmpia Banato-Crişană*: 16, Câmpia înaltă (subunitatea de pădure); 17, Câmpia joasă (subunitatea de silvostepă). **III. Unitatea geto-moldavă. G.** *Subcarpaţii*: 18, Orientali; 19, Getici. **H.** *Podişul Moldovei:* 20, Podişul piemontan Ciungi – Corni şi Culoarul Moldova-Siret; 21, Podişul Sucevei; 22, Câmpia Moldovei; 23, Podişul Bârladului; 24, Podişul Covurluiului. **I.** *Podişul Mehedinţi.* **J.** *Podişul Getic*: 25, Dealurile şi podişurile piemontane ale Olteniei; 26, Podişurile piemontane argeşene. **IV. Unitatea dunăreano-dobrogeană. K.** *Podişul Dobrogei*: 27, Dobrogea de Nord; 28, Podişul Dobrogei Centrale (Casimcei); 29, Podişul Dobrogei de Sud; 30, Litoralul dobrogean. **L,** *Câmpia Română*: 31, subunitatea de pădure şi silvostepă: a, Câmpia Olteniei; b, Câmpia Munteniei de Vest şi Centrale; 32, subunitatea de silvostepă şi stepă a Câmpiei Române de Est; 33, Lunca şi bălţile Dunării; **M.** *Delta Dunării*: 34, sectorul fluvial; 35, sectorul fluviomarin. *Limitele unităţilor*: α, de ordinul I; β, de ordinul II; γ, de ordinul III; δ, unor subunităţi caracteristice sau de tranziţie (de ordinul IV).

BIBLIOGRAFIE

AIRINEI ŞT. (1979) – Teritoriul României şi Tectonica plăcilor, Colecţia "Ştiinţa pentru toţi", 48, Editura Ştiinţifică şi Enciclopedică, Bucureşti.

AMĂRIUCĂI, M. (2000) – Şesul Moldovei extracarpatice dintre Păltinoasa şi Roman. Studiu geomorfologic şi hidrologic, Editura Corson, Iaşi

ANGHEL, GH., RĂVARUŢ, M., TURCU, GH. (1971) – Geobotanica, Edit. „Ceres", Bucureşti.

APOSTOL, L. (2000) – Precipitaţiile atmosferice în Subcarpaţii Moldovei, Editura Univ. Suceava

ARGHIRIADE, C. (1977) – Rolul hidrologic al pădurii, Edit. „Ceres", Bucureşti.

ARGHIRIADE, C., ABAGIU, P., CEUCA, G., BĂLANICĂ, T. (1960) – Contribuţii la cunoaşterea rolului hidrologic al pădurii, Studii şi Cercet., Seria I-a, vol. XX, I.C.F., Edit. Agro-Silvică.

ARMAŞ, IULIANA (1999) – Bazinul hidrografic Doftana, Studiu geomorfologic, Edit. Enciclopedică, Bucureşti.

ATANASIU, I. (1959) – Cutremurile de pământ din România, Edit. Academiei, Bucureşti.

BACINSCHI, D., ALEXANDRU, GABRIELA, DĂNEŢ, AURELIA, RĂDULESCU, ECATERINA (1990) – Particularităţi ale regimului temperaturii aerului în sezonul rece (noembrie – martie) în ultimul secol în România, cu posibilităţi de evaluare calitativă a tendinţelor, Studii şi Cercet. Meteor., nr. 4, IMH, Bucureşti.

BADEA, I., NICULESCU, GH., SENCU, V. (1976) – Harta geomorfologică, Sc. 1/1000000, Atlasul R.S.R., Planşa III – 1, Edit. Academiei Române, Bucureşti.

BADEA, L. (1967) – Subcarpaţii dintre Cerna Olteţului şi Gilort, Edit. Academiei, Bucureşti.

BADEA, L. (1973) – Piemontul Getic, vol. „Piemonturile", Centrul de multiplicare al Universităţii din Bucureşti.

BALLY, R.T., STĂNESCU, P. (1971) – Alunecările de terenuri. Prevenire şi combatere, Edit. Ceres, Bucureşti.

BANU, A.C. (1961) – Observaţii asupra oscilaţiilor de nivel actuale şi seculare ale apelor Mării Negre la ţărmul românesc, Hidrobiologia, t. II, Bucureşti.

BANU, A.C. (1964) – Date asupra unei transgresiuni de vârstă istorică în bazinul Mării Negre şi al Dunării inferioare, Hidrobiologia, t. V, Bucureşti.

BANU, A.C. (1965) – Contribuţii la cunoaşterea vârstei şi evoluţiei Deltei Dunării, Hidrobiologia, t 6, Bucureşti.

BARBU, N. (1971) – Poziţia pedogeografică a teritoriului României, Bul. Societ. de Şt. geogr. din R.S. România, serie nouă, vol. I (LXXI), Bucureşti

BARBU, N. (1976) – Obcinele Bucovinei, Edit. Şt. şi Enciclop., Bucureşti.

BARBU, N. (1984) – Considération pédageographiques génerales sur le Carphates Roumaines. Rev. Rom. G.G.G., s. Géographie, 28.

BĂCĂINŢAN, N. (1989) – Studiul geomorfologic Munţilor Bosaolt, Rezumatul tezei de doctorat, Universitatea Bucureşti.

BĂCĂUANU, V. (1968) – Câmpia Moldovei – Studiu geomorfologic, Edit. Academiei, Bucureşti.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BĂCĂUANU, V. (1973) – Evoluţia văilor din Podişul Moldovenesc, în vol. „Realizări în geografia României", Edit. Şt., Bucureşti.
BĂCĂUANU, V., BARBU, N., PANTAZICĂ, MARIA, UNGUREANU, AL., CHIRIAC, D. (1980) – Podişul Moldovei, natură, om, economie, Edit. Şt. şi enciclopedică, Bucureşti.
BĂLESCU, O., BEŞLEAGĂ, N.N. (1962) – Viscolele în R.P.R., CSA, I. M., Bucureşti.
BĂLESCU, O., MILITARU, FLORICA (1966) – Studiul grindinei în R.P.R., Culegere lucr. ale I.M., 1964, Bucureşti.
BĂLTEANU, D. (1983) – Experimentul de teren în geomorfologie. Aplicaţii la Subcarpaţii Buzăului, Edit. Academiei, Bucureşti.
BĂLTEANU, D. (1994) – Dimensiunea umană a modificării globale a mediului. Repere geografice, Terra XXV, 1-4.
BĂNĂRESCU, P. (1965) – Peşti rari şi cu areal restrâns din fauna ţării noastre şi problema ocrotirii lor, Ocrot. Nat. t. 9, nr. 1, Bucureşti.
BĂNCILĂ, I. (1958) – Geologia Carpaţilor Orientali, Edit. Şt., Bucureşti.
BÂZÂC, GH. (1972) – Probabilitatea producerii cantităţilor maxime de precipitaţii în 24 ore pe teritoriul României, Hidrotehnica 17, nr. 6, Bucureşti.
BÂZÂC, GH. (1972) – Unele caracteristici ale mecanismului circulaţiei de bază şi efectele acesteia în zona de influenţă a Bazinului Mării Negre, Hidrotehnica, XVII, 11, Bucureşti.
BÂZÂC, GH. (1983) – Influenţa reliefului asupra principalelor caracteristici ale climei României, Edit. Academiei, Bucureşti.
BELDIE, AL. (1977-1979) – Flora României, Determinator ilustrat al plantelor vasculare, I, II, Editura Academiei, Bucureşti
BELOZEROV, V., SOROCOVSCHI, V., VASILESCU, ANGELA (1986) – Unele aspecte privind regimul precipitaţiilor în Câmpia Transilvaniei, vol. „Probleme de geografie aplicată", Univ. Cluj-Napoca.
BERBECEL, O., NEACŞA, O. (1966) – Climatologie şi agroclimatologie, Edit. Did. Şi Ped., Bucureşti.
BERINDEI, I. (1971) – Microrelieful crio-nival din Masivul Biharea (Munţii Apuseni), Lucr. Şt. Inst. Ped., oradea, S. geografie.
BERINDEI, I. (1973) – Evoluţia paleogeografică a depresiunilor golf din vestul României în „Realizări în geografia României", Edit. Şt. Bucureşti.
BÎNDIU, C. (1985) – Structură şi funcţii la pădurea de molid de limită din Munţii Retezat, Ocrotirea naturii şi a mediului înconjurător, t. 29, nr.1, Bucureşti.
BLEAHU, M. (1957) – Cercetări geologice în regiunea Padiş. Cetăţile Ponorului (Munţii Bihorului) D.S. vol. XLI (1953 – 1954), Bucureşti.
BLEAHU, M. (1971) – Les surfoces d'applainissement krustique des Carpates roumaines et leur évolution, "St. geomorph. Carpatho – Balc." Vol. V, Krakow.
BLEAHU, M. (1980) – Formaţiuni periglaciare în Carstul din Munţii Bihorului, Lucr. Inst. Speol. „Emil Racoviţă", III.
BLEAHU, M., DECU, V., NEGREA, ŞT., PLEŞA, C., POVARĂ, I., VIEHMANN, I. (1976) – Peşterile din România, Edit. Şt. şi enciclopedică, Bucureşti.
BLEAHU, M., ŞERBAN, M. (1959) – Bazinul carstic Cetăţile Ponorului. Propunere pentru un viitor Parc naţional, „Ocrotirea naturii", vol. 4.
BOGDAN – ŞEITAN, OCTAVIA (1969) – Contribuţii climatice asupra iernii din anii 1953 – 1954 în Câmpia Română, Com. Geogr. VII SSNG., Bucureşti.
BOGDAN ŞEITAN, OCTAVIA (1969) – Contribuţii climatologice asupra iernii din anii 1953-1954 în Câmpia Română, Cam. Geogr. VII, SSNG, 119-113

BOGDAN, OCTAVIA (1978) – Fenomene climatice de iarnă şi de vară, Edit. St. şi enciclop., Bucureşti.

BOGDAN, OCTAVIA (1980) – Potenţialul climatic al Bărăganului, Editura Academiei, Bucureşti

BOGDAN, OCTAVIA (1987) – Influenţa fenomenelor de secetă şi exces de umiditate asupra evoluţiei peisajelor de câmpie din România, St. Cercet. G.G.G., S. geogr., XXXIV, Bucureşti.

BOGDAN, OCTAVIA (1992) – Asupra noţiunilor de hazarde, riscuri şi catastrofe meteorologice/climatice, St. Cercet. Geografie, XXXIX, Bucureşti.

BOGDAN, OCTAVIA, MIHAI, EL. (1972) – Ceaţa. Condiţii de formare şi tipuri genetice, Bul. Soc. Şt. Geogr. I (LXXI).

BOGDAN, OCTAVIA, MIHAI, EL., TEODOREANU, EL. (1974) – Clima Carpaţilor şi Subcarpaţilor de curbură dintre Teleajen şi Slănicul Buzăului, Inst. Geogr., Bucureşti.

BOGDAN, OCTAVIA, NICULESCU, EL. (1999) – Riscurile climatice din România (ed. Octavia Bogdan), Academia Română, Bucureşti.

BOJOI I. (1986) – Le rôle des glaciers pléistocène et des proceseus périglaciaire dans le modele du relief des Călimani (Carpates Orientales), An. Şt., Universitatea "Al. I. Cuza", sesiunea a II-a Geologie-Geografie teza XXII, Iaşi.

BOJOI, I. (2000) – România, geografie fizică, Edit. Univ. „Al.I. Cuza", Iaşi.

BONDAR, C., STATE, I., ROVENTA, V. (1973) – Marea Neagră în zona litoralului românesc. Monografie hidrologică, I.M.H., Bucureşti

BORDEI ION N. (1988) – Fenomene meteorologice induse de configuraţia Carpaţilor în România, Edit. Academiei Române, Bucureşti.

BORDEI ION N., BORDEI ION ECATERINA (1983) – Interferenţa circulaţiilor de vest şi de est în sectorul central – estic al Câmpiei Române, St. Cercet. meteor., IMH, Bucureşti.

BORDEI, ECATERINA, BORDEI, I.N. (1986) – Ciclogeneza orografică carpatică – proces atmosferic specific românesc, St. Cercet., Meteorologie, I.M.H., Bucureşti.

BORDEI-ION, ECATERINA (1983) – Rolul lanţului alpino-carpatic în evoluţia ciclonilor mediteranieni, Editura Academiei Române, Bucureşti

BORDEI-ION, N. (1988) – Fenomene meteoclimatice induse de configuraţia Carpaţilor în Câmpia Română, Editura Academiei Române, Bucureşti

BOŞCAIU, N. (1971) – Flora şi vegetaţia Munţilor Ţarcu, Godeanu, Cernei, Edit. Academiei Române, Bucureşti.

BRĂTESCU, C. (1922) – Delta Dunării. Geneza şi evoluţia morfologică şi cronologică (republicat în vol. C. Brătescu, opere alese) Edit. Şt. Bucureşti.

BRĂTESCU, C. (1942) – Oscilaţiile de nivel ale apelor şi Bazinului Mării Negre în Cuaternar (republicat în vol. C. Brătescu, opere alese), Edit. Şt. Bucureşti.

BRÂNDUŞ, C. (1981) – Subcarpaţii Tazlăului. Studiu geomorfologic, Edit. Academiei Române, Bucureşti.

BRÂNDUŞ, C., BRÂNDUŞ FILIPINA (1973) – Forme de relief carstic în Depresiunea subcarpatică a Tazlăului, St. de Cercet . Şt., Inst. Pedag. Bacău, S. geol.-geogr.

BUIUC, M. (1990) – Estimări ale depunerilor de rouă în România, St. şi Cercet., Meteor., 4. IMH, Bucureşti.

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BULGĂREANU, V. (1969) – Asupra unor factori care condiţionează eroziunea eoliană în regiunea Valea lui Mihai, Bul. Şt. geol., vol. XI.
BURILEANU, D. (1943) – Problema Defileului Jiului. Rev. geogr. rom., an IV, f. 1-2.
CĂLINESCU, R. (1956) – Marmota în Carpaţi, Probleme de geografie, vol. III, Editura Academiei, Bucureşti
CĂLINESCU, R., ANTONESCU, C., BĂNARESCU, P., BOTOŞENEANU, L., COTEŢ, O., DECU, V., DONIŢĂ, N., NEGREA, ŞT., PLEŞA, C., TALPEANU, M. (1969) – Biogeografia României, Edit. Şt., Bucureşti.
CĂLINOIU, MARIA, PARASCHIVESCU GABRIELA, UNGUREANU, C. (1988) – Influenţa factorilor antropici asupra formării şi valorificării acumulărilor de nisipuri şi pietrişuri în R.S. România, Lucr. celui de-al II-lea Simpozion "Provenienţa şi Efluenţa Aluviunilor", Piatra Neamţ
CÂRCIUMARU, M. (1980) – Mediul geografic în Pleistocenul Superior şi culturile paleolitice din România, Edit. Academiei Române, Bucureşti.
CÂRCIUMARU, M. (1999) – Evoluţia omului în Cuaternar, Editura Lumina Lex, Bucureşti
CHIRIAC, V., FILOTTI, A., TEODORESCU, I. (1976) – Lacuri de acumulare, Edit. „Ceres", Bucureşti.
CHIRICĂ, I. (1992) – Scurgerea solidă pe fluviul Dunărea cu privire asupra modificărilor survenite după executarea unor lucrări hidrotehnice în bazinul hidrografic, vol. Lucr. celui de al IV-lea Simpoz. "PEA", supliment Piatra Neamţ
CHIRIŢĂ N.V. (2000) – Depresiunea Dornelor. Studiu fizico-geografic. Rez. Tezei de doctorat, Univ. „Al.I.Cuza" Iaşi.
CHIŢU, C. (1975) – Relieful şi solurile României. Edit. Scrisul românesc, Craiova.
CIUPAGEA, D., PAUCĂ, M., ICHIM, TR. (1970) – Geologia Depresiunii Transilvaniei, Edit. Academiei, Bucureşti.
COCEAN, I. (2000) – Munţii Apuseni. Procese şi forme carstice, Editura Academiei, Bucureşti
COLDEA, GH. (1990) – Munţii Rodnei, Studiu geobotanic, Edit. Academiei, Bucureşti.
CONEA, ANA (1970) – Formaţiuni cuaternoase în Dobrogea, Edit. Academiei, Bucureşti.
CONEA, I. (1967) – Interpretări geografice în istoria poporului român. Cu privire la „teritoriul nucleu" de formare a poporului român. Studii cercet. G.G.G., Seria Geogr., T.1, Bucureşti.
CONSTANTINESCU, L., ENESCU, D. (1985) – Cutremurile din Vrancea, în cadrul Ştiinţific şi tehnologic, Edit. Academiei Române, Bucureşti.
CONSTANTINESCU, TR. (1994-1995) – Peştera de la Movile, descoperire speologică românească de importanţă mondială, Terra, anul XXVI-XXVII (XLI-XLVII), Bucureşti
CORNEA I., LĂZĂRESCU, V. (1980) – Tectonica şi evoluţia geodinamică a teritoriului României, Inst. Centr. De Fizica Pământului, Bucureşti.
CORNEA, I., DRĂGOESCU, I., POPESCU, N., VISARION, M. (1979) – Harta mişcărilor crustale verticale recente pe teritoriul R.S.R., St. şi Cercet. de geofizică, t 17, nr. 1, Edit. Academiei, Bucureşti.
COTEŢ, P. (1954) – Problema Defileului Dunării la Porţile de Fier şi cercetările geomorfologice din Câmpia Olteniei, Probl. de geogr. vol. 1.
COTEŢ, P. (1956) – Piemonturile de acumulare şi importanţa studiului lor, Probl. de geografie. Vol. III
COTEŢ, P. (1960) – Evoluţia morfohidrografică a Deltei Dunării (o sinteză a studiilor existente şi o nouă înterpretare), Probl. Geogr., VII, Bucureşti.
COTEŢ, P. (1967) – Geomorfologie cu elemente de geologie, Edit. D.P., Bucureşti.

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

COTEŢ, P. (1969) – Dobrogea de Sud, geneză şi evoluţie, în Studii geogr. asupra Dobrogei, Bucureşti.
COTEŢ, P. (1969) – Suprafeţele geomorfologice înclinate de tip piemont, pediment glacis şi studiul lor, St. Cercet. G.G.G., S. Geogr., t XVI, nr. 2, Bucureşti
COTEŢ, P. (1976) – Câmpia Română. Studiu de morfologie integrată, Edit. „Ceres", Bucureşti.
DIACONEASA, B., TÖVISSI, I. (1971) – Analize de polen în sedimentele pleistocene de la Hoghiz în vol. „Progrese în palinologia românească", Edit. Academiei Române, Bucureşti.
DIACONU, C. (1971) – Probleme ale scurgerii de aluviuni a râurilor României, St. de hidrol. XXXI, Bucureşti.
DIACONU, C., ŞERBAN, P. (1994) – Sinteze şi regionări hidrologice, Edit. tehnică, Bucureşti.
DINU, MIHAELA (1999) – Subcarpaţii dintre Topolog şi Bistriţa Vâlcii. Studiul proceselor actuale de modelare a versanţilor, Editura Academiei Române, Bucureşti
DO HUNG THANH (1974) – Relieful structural şi petrografic din munţii Tarcăului între Valea Dămuc şi Valea Tarcău, Rezumatul tezei de doctorat, Bucureşti.
DONEAUD, A. (1958) – Cercetări asupra ciclonilor europeni cu deplasare retrogradă, Mem. Şi Stud. CSA, 4, nr. 2, Bucureşti.
DONEAUD, A. (1970) – Un fenomen meteorologic rar întâlnit în ţara noastră cu caracter catastrofal, Hidrotehnica 15, nr. 12, Bucureşti.
DONISĂ, I. (1968) – Geomorfologia văii Bistriţei, Edit. Academiei, Bucureşti.
DONISĂ, I. (1972) – Asupra vechimii reţelei hidrografice din partea nordică şi centrală a Carpaţilor Orientali, Bul. Soc. St. Geogr. din România, serie nouă, vol. II (LXXII), Bucureşti
DONISĂ, I., BARBU, N., IONESI, I. (1973) – Etapele evoluţiei reţelei hidrografice din Carpaţii Orientali în vol. „Realizări în geografia României", Edit. şt., Bucureşti.
DONISĂ, I., HÂRJOABĂ, I. (1974) – Terasele Siretului între Roman şi Mărăşeşti, Analele şt. ale Univ. „Al.I. Cuza" Iaşi, Geogr., Secţ. II – C, XX.
DONISĂ, I., MARTINIUC, C. (1980) – Unele particularităţi ale teraselor fluviale de pe marginea estică a Carpaţilor Orientali. Lucr. Staţ. „Stejarul", S. Geol.-Geogr., Pângăraţi.
DONIŢĂ, N. (1963) – Elemente pentru interpretarea zonalităţii vegetaţiei în R.P.R.. acta Bot. Horti Bucurestensis (1961-1962), Bucureşti
DONIŢĂ, N. (1970) – Etajarea vegetaţiei în Carpaţii României, Simpozionul „Geografia fizică a Carpaţilor", Bucureşti.
DONIŢĂ, N., LEANDRU, V., PUŞCARU-SOROCEANU, EVDOCHIA (1960) – Harta geobotanică a R.P.R. sc. 1/500.000, Editura Academiei, Bucureşti
DRĂGAN, LIVIA, STĂNESCU, P. (1970) – Zonarea erozivităţii pluviale. În vol. Analele ICIFP., seia Pedologie, vol. III (XXXVII), Bucureşti.
DRĂGHICI, I. (1986) – Frontogeneza de coastă a Mării Negre, Stud. Şi Cercet., Meteor., IMH, Bucureşti.
DRĂGHICI, I. (1988) – Dinamica atmosferei, Edit. tehnică, Bucureşti.
DRĂGHICI, I., CORDONEANU, EL., BANCIU, DOINA (1990) – Asupra dinamicii crivăţului, St. şi Cercet. de Meteorol., nr. 4, IMH, Bucureşti.
DRIGA B. (1994) – Sistemul circulaţie apei în Delta Dunării, Rezumatul tezei de doctorat, Academia Română, Institutul de Geografie, Bucureşti.

BCU IASI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

DUMA, D. (1988) – Influenţe antropice asupra transportului de aluviuni şi dinamicii albiilor râurilor, Lucr. celui de-al II-lea Simpozion "Proveniența şi Efluența Aluviunilor", Piatra Neamț

DUMA, D., SÎMBOTIM, A. (1990) – Unele consideraţii privind influenţele antropice asupra transportului aluvionar în Delta Dunării, Lucr. Simpoz. "PEA", 3, Piatra Neamț

DUMITRESCU, EL. (1970) – Etajarea şi specificul climei în Carpaţii Româneşti, Simpozionul „Geografia fizică a Carpaţilor", Bucureşti.

ENCIU, P. (1998) – Studiul Pliocenului şi Cuaternarului dintre Jiu şi Desnăţui, Rezumatul tezei de doctorat, Univ. "Al. I. Cuza" Iaşi

ENCULESCU, P. (1919-1920) – Studiul agropedologic al vechii insule de stepă de la est de Piatra Neamț (notă preliminară), D.S. Inst. Geol., vol. VIII, Bucureşti.

ENCULESCU, P. (1924) – Zonele de vegetaţie lemnoasă din România în raport cu condiţiile orohidrografice climatice, de sol şi subsol, Mem. I.G.R., I, Editura Cartea Românească, Bucureşti

ERHAN EL. (1983) – Fenomenul de secetă în Podişul Moldovei, An, St. ale Univ. „Al.I. Cuza" din Iaşi, seie nouă, Secţ. II-a, b – Geol. Geogr. XXIX, Iaşi.

ERHAN, EL. (1979) – Clima şi microclimatele din zona oraşului Iaşi, Editura Junimea, Iaşi

ERHAN, EL. (1986) – Fenomenul de grindină în Moldova, An. Şt. ale Univ. „Al.I. Cuza", serie nouă, secţ. II-a, Geol. – geogr. XXXII, Iaşi.

FĂRCAŞ, I., SCHREIBER, W., SOROCOVSCHI, V., (1986) – Repartiţia radiaţiei solare globale în Masivul Retezat, în vol. „Probleme de geografie aplicată" Univ. Cluj-Napoca.

FILIPESCU, M.G. (1950) – Îmbătrânirea prematură a reţelei hidrografice din partea sudică a Moldovei dintre Siret şi Prut şi consecinţele acestui fenomen, Natura, an II, nr. 5, Bucureşti.

FLOREA, M. (1998) – Munţii Făgăraşului. Studiul geomorfologic, Edit. Foton, Braşov.

FLOREA, N. (1970) – Câmpia de crovuri, un stadiu de evoluţie al Câmpiei loessice, St. de pedologie VI, Bucureşti.

FLOREA, N., MUNTEANU, I. (2000) – Sistemul român de taxonomie a solurilor, SRTS – 2000, Editura Univ. "Al. I. Cuza", Iaşi

GAŞPAR , R (1974) – Cercetări privind eficienţa hidrologică a lucrărilor de corectare a torenţilor, Rezumatul tezei de doctorat, Universitatea din Braşov.

GÂRBACEA, V. (1956) – Piemontul Călimanilor, în St. Cercet. Geol.-Geogr. t. VII, nr. 1-4, Cluj.

GÂRBACEA, V. (1961) – Contribuţii cu privire la evoluţia reţelei hidrografice în partea de NE a Podişului Transilvaniei, Dealurile Bistriţei. În Şt. Univ. „Babeş-Bolyai" S. geol.-geogr. f. 1, Cluj.

GÂŞTESCU, P. (1965) – Asupra originii lacurilor sărate din Câmpia Română, natura, seria geol – Geogr., nr. 2, Bucureşti.

GÂŞTESCU, P. (1971) – Lacurile din România, Edit. Academiei Române.

GÂŞTESCU, P. (1985) – Resursele de apă ale râurilor României şi repartiţia lor în teritoriu, Terra nr. 3-4.

GÂŞTESCU, P. (1994-1995) – Marea Neagră – trăsături geografice de bază, starea actuală, preocupări de monitorizare şi management, Terra, anul XXVI-XXVII (XLVI-XLVII), Bucureşti

GÂŞTESCU, P. (1995) – Contributions to the Costal zone management in the Romanian Sector of the Black Sea, Revue Roum. de géographie, T. 39, Bucureşti.

GÂŞTESCU, P. (1996) – The Danube Delta, Biosphere Reserve (DOBR). Present State and management, Rev. Roum. de Géographie, T. 40, Bucureşti.

GÂŞTESCU, P. (1998) – Ipoteze asupra formării Deltei Dunării, O sinteză şi puncte de vedere, Terra, anul XXVIII, Bucureşti.

GÂŞTESCU, P., DRAGA, B. (2000) – Managementul zonei de coastă marină cu exemplificări din România, Analele Univ. "Spiru Haret", seria geografie, nr. 3, Bucureşti

GÂŞTESCU, P., ŞELARIU, O. (1994) – La morphodynamique actuelle du Littoral Roumaine de la mer Noire. Rev. Roum. de Géogr., t. 38, Bucureşti.

GÂŞTESCU, P., ZĂVOIANU, I., BOGDAN, OCTAVIA, DRAGA, B., BREIER ARIADNA (1979) – Excesul de umiditate din Câmpia Română de nord-est (1969-1973), Editura Academiei, Bucureşti

GHENEA, C., BANDRABUR, T., MIHĂILĂ, N., GHENEA, ANA, GIURGEA, P. (1971) – Harta cuaternarului Sc. 1/100.000, Inst. Geol., Bucureşti.

GIURESCU, C. (1975) – Istoria pădurii româneşti din cele mai vechi timpuri până astăzi, Edit. Ceres, Bucureşti.

GIURESCU, C., GIURESCU, D. (1971) – Istoria românilor din cele mai vechi timpuri până astăzi, Edit. Albatros, Bucureşti.

GIUŞCĂ, D., SAVU, H., BERCIA, I., KRÄUTNER, H. (1969) – Succesiunea ciclurilor tectonomagmatice prealpine pe teritoriul României, Bul. Soc. de Şt. Geol. din R.S. România, Bucureşti

GOGORIC I., ECATERINA, JIANU, V., DONCIU, C. (1967) – Studiu asupra adâncimilor de îngheţ ale solului, Hidrot., Gospod. Apelor, Meteorol. vol. 12, nr. 6.

GRASU, C., CATANA, C., MICLĂUŞ, CRINA, BOBOŞ, I. (1999) – Molasa Carpaţilor Orientali. Petrografie şi sedimentogeneză, Edit. Tehnică, Bucureşti.

GRASU, C., TURCULEŢ, I., CATANA, C., NIŢĂ, MARILENA (1995) – Petrografia mezozoicului din „Sinclinalul marginal extern", Edit. Academiei, Bucureşti.

GRECU FL. (1986) – Bazinul hidrografic Hârtibaciu. Studiu geomorfologic, Rezumatul tezei de doctorat, Universitatea Bucureşti.

GRECU, FL. (1997) – Fenomene naturale de risc geologice şi geomorfologice, Edit. Univ. Bucureşti.

GRIGORE, M. (1981) – Munţii Semenic. Potenţialul reliefului. Edit. Academiei Române, Bucureşti.

GROZAVU, A. (1992), Consideraţii asupra reliefului carstic pe gipsuri în Subcarpaţii Tazlăului, Lucr. Seminarului geografic „Dimitrie Cantemir", Iaşi.

GRUMĂZESCU CORNELIA (1975) – Depresiunea Haţegului. Studiu geomorfologic, Edit. Academiei Române, Bucureşti.

GRUMĂZESCU, H. (1963) – Procesele fizico-geografice actuale de pe teritoriul Deltei Dunării. Hidrobiologia, IV, Bucureşti.

GRUMĂZESCU, H. (1973) – Subcarpaţii dintre Câlnău şi Şuşiţa, Studiu geomorfologic, Edit. Academiei Române, Bucureşti.

GUBESCH, L. (1971) – Răspândirea relictului glaciar Zimbrul (Pinus cembra) pe versanţii sudici ai unor masive montane din Călimani, Ocrot. Nat., t. 15, nr. 2, Bucureşti.

GUGIUMAN, I., PLEŞCA, GH., ERHAN, EL., STĂNESCU, I. (1960) – Unităţi şi subunităţi climatice în partea de est a R.P.R., An. Şt. ale Universităţii „Al.I. Cuza" din Iaşi (serie nouă), secţ. II-a (St.nat) T. VI, fasc. 4.

GUGIUMAN, I., STOIAN, RODICA (1972) – Zăpada în Carpaţii româneşti, Lucr. Simpoz. de geogr. fizică a Carpaţilor, Inst. Geogr., Bucureşti.

HÂRJOABĂ, I. (1968) – Relieful Colinelor Tutovei. Edit. Academiei Române, Bucureşti.

BCU IAŞI CENTRALA UNIVERSITARĂ LIBRARY

HORTOPAN, I., STEGĂROIU, P. (1991) – Probleme ale folosirii resurselor de apă din România. Hidrotehnica, vol. 36, nr. 3-4, Bucureşti.
IACOB, T. (1972) – Cercetări privind cunoaşterea şi ocrotirea speciei Pinus Cembra L. în Parcul Naţional Retezat, Ocrotirea nat., t. 16, nr. 2, Bucureşti.
IANA, S. (1960) – Răspândirea cărpiniţei (Campinus Orientalis) în R.P.R., Rev. de Biologie, t. V, nr. 2.
IANCU, M. (1965) – Relieful nisipurilor de la Reci, Com. de geogr., SSNG, vol. III.
IANCU, M. (1970) – Puncte de vedere în dividerea fizico-geografică a Carpaţilor. Trepte entitosistematice, Terra nr. 3.
IANCU, M., IELENICZ, M. (1973) – Opinii în problema piemonturilor şi glacisurilor din Carpaţii de Curbură, în vol. „Piemonturile" Centrul de multiplicare al Universităţii din Bucureşti.
IANCU, M., NAUM, T. (1972) – Defileul Mureşului de la Topliţa – Deda. Lucr. Şt. ser. geogr. Oradea.
IANCU, SILVIA (1963) – Consideraţii asupra formării circurilor glaciare în trepte. Probl. de geografie, vol. X.
IANCU, SILVIA (1973) – Realizări în studiul reliefului glaciar din Carpaţii româneşti în ultimii 25 de ani „Realizări în geografia României", Edit. Şt. Bucureşti.
IANCU, SILVIA, DECEI, P. (1964) – Floarea de Colţi (Leontopodium alpinum) (L) în Republica populară Română, Ocrot. Nat. t. 8, nr. 2, Bucureşti.
IANCULESCU, M. (1977) – Efectele poluării atmosferei asupra ecosistemelor forestiere şi măsuri pentru protejarea lor, Ocrotirea nat. med. înconj., t. 21, nr. 2. Bucureşti.
IANOVICI, V., BORCOŞ, M., BLEAHU, M., PATRULIUS, D., LUPU, M., DUMITRESCU, R., SAVU, H. (1976) – Geologia Munţilor Apuseni, Edit. Academiei, Bucureşti.
IANOVICI, V., GIUSCĂ, D. (1961) – Date noi asupra fundamentului cristalin al Podişului Moldovenesc şi Dobrogei, St. şi Cercet. de Geol., f. VI, nr. 1.
IANOVICI, V., RĂDULESCU, D., DUMITRESCU, R., KRAUTNER, H., MIRĂUŢĂ, O. (1966) – Harta metalogenetică a României, Rev. Rom., G.G.G. S. Geologie, t. 10, nr. 2, Bucureşti.
ICHIM I. (1973) – Cu privire la unele fenomene periglaciare din Carpaţii Orientali." Realizări în geografia României" – Culegere de studii, Editura Ştiinţifică, Bucureşti.
ICHIM, I. (1972, 1973) – Problema teraselor de crioplanaţie din Masivul Călimani, Lucr. Staţ. „Stejarul", Geol. – Geogr., Pângăraţi.
ICHIM, I. (1973) – Cu privire la unele fenomene periglaciare din Carpaţii Orientali, vol. „Realizări în geografia României", Edit. Şt., Bucureşti.
ICHIM, I. (1979) – Munţii Stânişoara. Studiu geomorfologic.
ICHIM, I., BĂTUCĂ, D., RĂDOANE, MARIA , DUMA,D. (1989) – Morfologia şi dinamica albiilor de râu, Edit. Tehnică, Bucureşti.
ICHIM, I., RĂDOANE, MARIA (1986) – Efectele barajelor în dinamica reliefului, Abordare geomorfologică, Edit. Academiei, Bucureşti.
ICHIM, I., RĂDOANE, MARIA, RĂDOANE, N. (1979) – Dinamica etajelor morfoclimatice din Munţii Rodnei în postglaciar, Ocrot, nat. med. înconj., 23,3.
ICHIM, I., RĂDOANE, MARIA, RĂDOANE, N., GRASU, C., MICLĂUŞ, CRINA (1998) – Dinamica sedimentelor. Aplicaţii la râul Putna – Vrancea. Edit. Tehnică, Bucureşti.
IELENICZ, M. (1970) – Alunecările de teren din ţara noastră, Terra, an II (XXII), nr. 1.

EGU IASI LIBRARY

IELENICZ, M. (1973) – Aspecte privind evoluţia Carpaţilor Orientali şi de Curbură. Realiz. în geografia României, Edit. Şt. Bucureşti.
IELENICZ, M. (1984) – Munţii Ciucaş – Buzău. Studiu geomorfologic, Edit. Academiei, Bucureşti.
IELENICZ, M. (1998) – Influenţa climei asupra teritoriului României, Terra, anul XXVIII, Bucureşti.
ILIE, I. (1973) – Asupra limitei dintre Carpaţi şi Balcani, Terra, nr. 1, Bucureşti.
ILIE, I. (1973) – Carstul din România. Realizări recente şi tendinţe. Bul. Soc. Şt. geogr. vol. III (LXXIII), Bucureşti.
ILIESCU, MARIA – COLETTE, PĂTĂCHIE, IULIA, MIHĂIASA M., RATIU, TEREZA (1989) – Variaţia seculară a temperaturii medii a aerului în Europa Centrală şi de Sud-est, St. Cercet. meteorologie, 3, INMH, Bucureşti.
ILIESCU, MARIA, POPA ANESTINA (1983) – Particularităţi ale repartiţiei grindinei pe teritoriul R.S.R., St. Cercet. Meteorologie, IMH, Bucureşti.
IONESI, L. (1994) – Geologia unităţilor de platformă şi a Orogenului Nord-Dobrogean, Editura Academiei, Bucureşti
IONIŢĂ, I. (2000) – Formarea şi evoluţia ravenelor din Podişul Bârladului, Editura Corson, Iaşi
IRIMUŞ, A.I. (1998) – Relieful pe domuri şi cute diapire în Depresiunea Transilvaniei, Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca
IULIAN, C. (1988) – Utilitatea dirijării unor aluviuni spre litoralul românesc, vol. Lucr. Simpoz. "PEA", 2, Piatra Neamţ
IULIAN, C. (1990) – Intensificarea agresiunii Mării Negre asupra litoralului românesc, în vol. Lucr. Simpoz. "PEA", 3, Piatra Neamţ
IVAN DOINA (1979) – Fitocenologia şi vegetaţia R.S. România, Edit. Did. şi Pedag., Bucureşti
JOSAN, N. (1973) – Nivelele de eroziune din partea de nord a Podişului Târnavelor. Realizări în geografia României, Edit. Şt., Bucureşti.
JOSAN, N. (1979) – Dealurile Târnavei Mici. Studiu geomorfologic. Edit Academiei Române, Bucureşti.
JOSAN, N. (1997) – Raportul relief – structură geologică, Rev. de geomorfologie t. I, Bucureşti.
LAZĂR D. P. (1995) – Contribuţii la hidraulica disipării şi captării energiei valurilor mici cu aplicaţie la protecţia litoralului românesc al Mării Negre, Rezumatul tezei de doctorat, Universitatea Tehnică de Construcţii, Bucureşti.
LAZĂR, D. (1990) – Consideraţii privind impactul structurilor antropice asupra ţărmului românesc al Mării Negre, în vol. Lucr. Simpoz. "PEA", 3, Piatra Neamţ
LAZĂR, P. (1988) – Consideraţii privind posibilitatea realizării unor construcţii hidroenergetice maritime capabile să influenţeze tranzitul de aluviuni, vol. Lucr. Simpoz. "PEA", 2, Piatra Neamţ
LĂZĂRESCU, V. (1970) – Indicaţii ale mişcărilor neotectonice în regiunea dintre Valea Prahovei şi Valea Teleajenului, Bul. Soc. Şt. geol., t. XI, 1970.
LEANDRU, V. (1962) – Stejarul penduculat şi speciile insoţitoare relicte din faza molidisurilor cu stejăriş mixt şi anin din bazinul mijlociu al Bistriţei, Acta Bot. Horti – Bucurestiensis.
LITEANU, E., GHENEA, C. (1966) – Cuaternarul din România, St. Tehn. Econ., S.H., Geologia Cuaternarului, nr. 1, Bucureşti.
LITEANU, E., PRICĂJAN, A. (1963) – Alcătuirea geologică a Deltei Dunării. St. tehn. Econ., seria E. Hidrologie, nr. 6, Bucureşti.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

LITEANU, E., PRICAJAN, A., BALTAC, GH. (1961) – Transgresiunile cuaternare ale Mării Negre pe teritoriul Deltei Dunării. St. Cercet. geol. t VI, nr. 4.
LUPAŞCU, GH. (1996) – Depresiunea Cracău – Bistriţa. Studiu pedogeografic, Edit. Corson, Iaşi.
MAC, I. (1972) – Subcarpaţii transilvăneni dintre Mureş şi Olt, Edit. Academiei Române, Bucureşti.
MAC, I. (1973) Les problémes des piémonts sur le versant de l'ouest des montagnes Călimani-Gurghiu-Harghita, în vol. „Piemonturile", Centrul de multiplicare al Universităţii Bucureşti.
MACAROV, PIMON (1976) – Reducerea cantităţilor şi numărului de zile cu precipitaţii atmosferice din zona depresionară Gheorghieni-Ciuc, efecte ale proceselor föehnale şi ale inversiunilor termice, St. şi Cercet. Meteor., partea I/2, IMH, Bucureşti.
MACAROVICI, N. (1963) – Unele observaţii în legătură cu problema glaciaţiunii cuaternare în Carpaţii Orientali, Natura, Geol.-Geogr. nr. 4.
MARTINIUC, C. (1948) – Noi date asupra paleoevoluţiei vestului Podişului Moldovenesc în Sarmaţian, Rev. Şt. „V. Adamachi", 34, Iaşi.
MARTONNE, EMM.DE. (1906 – 1907) – Recherches sur l'évolution morphologique des Alpes de Transilvanie (Karpates Méridionales), Paris, Librarie Ch. Delagrave T. 1, (republicat în lb. română, Edit. Academiei, Bucureşti, 1981).
MAXIM, I. (1962) – Nisipurile din R.P.R. Natura, Seria geol. – geogr., an XIV, 5.
MĂHĂRA, GH. (1973) – Evoluţia Câmpiei de Vest a României. Realiz. în geogr. României, Edit. St., Bucureşti.
MEHEDINŢI, S. (1931) – Terra. Introducere în geografie ca ştiinţă, vol. 1,2 – Cultura naţională, Bucureşti.
MICALEVICH, VALERIA (1959) – Câteva elemente noi cu privire la stabilirea fazelor glaciare din Masivul Bucegi, în „Probl. de geografie" vol. VI.
MICALEVICH-VELCEA, VALERIA (1961) – Masivul Bucegi, Studiu geomorfologic, Edit. Academiei, Bucureşti.
MIHAI, EL. (1975) – Depresiunea Braşov. Studiu climatic, Editura Academiei Române, Bucureşti
MIHAI, EL., CRISTESCU, ŞTEFANIA, FETOV, V. (1964) – Caracterizarea climatologică a vântului uscat şi fierbinte, Suhovei, în Moldova şi Dobrogea. Col. Lucr. I.M/1962, C.S.A., IM. Bucureşti.
MIHAI, EL., TEODOREANU, EL. (1969) – Frecvenţa inversiunilor de temperatură în Depresiunea Braşovului, St. Cercet. G.G.G., S. geografie, XVI.
MIHAIU, GH. (1985) – Efectele lucrărilor de îmbunătăţiri funciare în unele bazine hidrografice mici din Subcarpaţii Buzăului, vol. "Cercetări Geomorfologice pentru Lucrările de Îmbunătăţiri Funciare" (Edit. D. Bălteanu, Ş. Dragomirescu, Cristina Muică), Bucureşti
MIHĂILESCU, I.F. (1975) – Contribuţii la studiul climei şi microclimatelor din zona lacurilor de acumulare de pe valea montană a Bistriţei, Rez. tezei de doctorat, Univ. „Al.I. Cuza" Iaşi.
MIHĂILESCU, N., PANIN, N., CONTESCU, L., JIPA, D. (1967) – transportul şi sedimentarea galeţilor din molasa conglomeratică albiană din Carpaţii Orientali, în „St. şi cercet. G.G.G." S. geologie, t. 12, nr. 1, Bucureşti.
MIHĂILESCU, V. (1963) – Carpaţii sud-estici, Edit. Şt. Bucureşti.
MIHĂILESCU, V. (1966) – Dealurile şi câmpiile României, Edit. Ştiinţifică, Bucureşti.
MIHĂILESCU, V. (1969) – Geografia fizică a României, Edit. Ştiinţifică, Bucureşti.

BUASVM IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

MOCIORNIȚĂ, C., BIRTU, EL. (1987) – Unele aspecte privind scurgerea de aluviuni în suspensie în R.S. România, Hidrotehnica vol. 32, nr. 7, București.
MOHAN, GH., ARDELEAN, A., GEORGESCU, M. (1993) – Rezervații și monumente ale naturii din România, Edit. „Scaiul", București.
MOLDOVAN, FL., BRETAN, M. (1983) – Considerații asupra influenței Munților Apuseni în relația precipitațiilor frontale în jumătatea nord-vestică a Transilvaniei, în condițiile unei circulații de nord-vest, St. și Cercet., Meteor., INMH, București.
MOLDOVAN, FL., BRETAN, M. (1989) – Considerații asupra precipitațiilor atmosferice de la două stații meteorologice din Masivul Vlădeasa (Munții Apuseni) St. și Cercet. Meteorologie, nr. 3.
MOLDOVEANU, A., SELARIU, O. (1972) – Contribuții la Studiul proceselor geomorfologice în zona litoralului Mării Negre dintre Constanța și Agigea, St. Cercet. geogr. aplicată a Dobrogei, Constanța.
MORARIU, T., DONISĂ, I. (1968) – Terasele fluviale din România, în St. Cercet. G.G.G., S. geografie, t. XV, nr. 1, Cluj.
MORARIU, T., GÎRBACEA, V. (1960) – Terasele râurilor din Transilvania, Com. Acad. R.P.R., vol. X, nr. 6.
MORARIU, T., MAC, I. (1972) – Procese predominante și accesorii în modelarea actuală a reliefului din România, în St. Univ. „Babeș-Bolyai" S. geografia, an. XVII, f. 2, Cluj.
MORARIU, T., POPOVĂȚ, M., CONEA, ANA (1964) – Noi contribuții la cunoașterea formelor periglaciare din faleza Mării Negre, St. Cercet. G.G.G., S. geografie, t. 11.
MORARIU, T., TUFESCU, V. (1964) – Procese de modelare în formațiunile loessoide din sudul Câmpiei Române și Dobrogea, în St. Univ. „Babeș-Bolyai", S. geol. – geogr. an IX, nr. 1, Cluj.
MOȚOC, M. (1963) – Eroziunea solului pe terenurile agricole și combaterea ei. Edit. Agro. Silvică, București.
MOȚOC, M. (1984) – Participarea proceselor de eroziune și a folosințelor terenului la determinarea transportului de aluviuni în suspensie pe râurile din România, Bul.Inf. al ASAS, nr. 13
MOȚOC, M., MUNTEANU, Ș., BĂLOIU, V., STĂNESCU, P., MIHAI, GH. (1975) – Eroziunea solului și metodele de combatere, Edit. Ceres, București.
MURGOCI, M. (1957) – Opere alese, Edit. Academiei Române București.
MUSTAȚĂ, L. (1973) – Calculul debitelor maxime din ploi pe râurile din România, St. Hidrol. XXXXVI, I.M.H., București.
MUTIHAC, V. (1968) – Structura geologică a compartimentului nordic din sinclinalul marginal extern, Edit. Academiei Române, București.
MUTIHAC, V. (1990) – Structura geologică a teritoriului României, Edit. Tehnică, București.
MUTIHAC, V., IONESI, L. (1974) – Geologia României, Edit. tehnică, București.
NAUM, T., BUTNARU, E. (1967) – Le volcano-karst des Căliman, Ann. Speol. XXIII, 4.
NAUM, T., BUTNARU, E. (1989) – Munții Călimani, Editura Sport-Turism, București
NAUM, T., GRUMAZESCU, H. (1954) – Problema loessului, Probleme de geografie, vol. I.
NAUM, T., PREDA, I. (1972) – Relieful calcaros și relieful carstic din Munții Hăghimaș, Lucr. Șt., seria geogr., Oradea.
NEAMU, GH., MIHAI, EL., TEODOREANU, EL. (1968) – Unele cazuri de inversiuni termice în depresiunile intercarpatice Petroșani, Brașov și Câmpulung Moldovenesc, HGAM, 13, 5.

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

NEAMU, GH., ŞTEFAN, OCTAVIA, MIHAI, EL., TEODOREANU, EL. (1970) – Harta topoclimatică a R.S. România, Studii şi cercet. G.G.G., Seria geogr., nr. 2, Bucureşti.

NEAMU, GH., TEODOREANU, EL. (1970) – Repartiţia precipitaţiilor atmosferice în raport cu altitudinea în Carpaţii Româneşti, Simpozionul „Geografia fizică a Carpaţilor", Bucureşti.

NEDELCU, E. (1959) – Aspecte structurale şi litologice în morfologia glaciară a Munţilor Făgăraş, Probl. de geogr. t. VI.

NEGULESCU, E.G., STĂNESCU, V., FLORESCU, I., TÎRZIU, D. (1973) – Silvicultura, vol. I, Edit. „Ceres", Bucureşti

NEGUŢ, N., MIHAIU, GH., BĂLTEANU, D., CĂPLESCU, L., BĂLĂNESCU, P. (1985) – Studii asupra proceselor de modelare a versanţilor cu metode fotogrametrice în Subcarpaţii Buzăului, vol. "Cercetări geomorfologice pentru Lucrările de Îmbunătăţiri Funciare", 1985, Edit. D. Bălteanu, Ş. Dragomirescu, Cristina Muică, Bucureşti

NICULESCU EL. (2000) – types of climate in the Southern Carpathians and their impact on the relief, Revista de geomorfologie, nr. 2, Bucureşti.

NICULESCU, EL. (1993) – Răciri şi încălziri masive în ultimul secol în România, St. Cercet. geogr. XL, Bucureşti.

NICULESCU, EL. (1997) – Extreme pluviometrice pe teritoriul României în ultimul secol, St. Cercet. Geogr. XLIV, Bucureşti.

NICULESCU, GH. (1962) – Terasele Teleajenului în zona Subcarpatică cu privire specială asupra mişcărilor neotectonice cuarţoase, Probleme de geogr., vol. IX – Bucureşti.

NICULESCU, GH. (1965) – Munţii Godeanu. Studiu geomorfologic, Edit. Academiei Române, Bucureşti.

NICULESCU, GH. (1969) – Relieful glaciar din Şureanu şi Cindrel, St. şi cercet. G.G.G., seria Geogr., nr. 1, Bucureşti.

NICULESCU GH. (1973) – Carpaţii Meridionali în lumina cercetărilor geomorfologice actuale, Realizări în geografia României, Editura Ştiinţifică Bucureşti.

NICULESCU, GH., NEDELCU, E. (1961) – Contribuţii la studiul microreliefului crio-nival din zona înaltă a Munţilor Retezat – Godeanu – Ţarcu şi Făgăraş – Iezer, Probl. de geogr. vol. VIII.

NICULESCU, GH., NEDELCU, E., IANCU, SILVIA (1960) – Nouvelle, contribution a l'étude de la morphologie glaciare des Carpates roumaines, in Recueil d'étude géogr., Edit. Academiei, Bucureşti.

NIMIGEANU, G. (1970) – Munţii Vălcanului, variaţia peisajului pe verticală, Simpozionul „Geografia fizică a Carpaţilor", Bucureşti.

NYÁRÁDY, E.I. (1958) – Flora şi vegetaţia Munţilor Retezat, Edit. Academiei, Bucureşti.

OLARIU, P. (1983) – Şesul Sucevei extracarpatic. Studiu de geomorfologie aplicată, Rezumatul tezei de doctorat, Universitatea "Al. I. Cuza" Iaşi.

ONAC, B. (2000) – Geologia regiunilor carstice, Editura Did. Ped. Bucureşti

OPRESCU, ALEXANDRA, PĂTACHIE, IULIA, CĂLINESCU, GH. (1984) – Zonarea secetelor meteorologice pe teritoriul R.S. România, St. şi Cercet. Meteorol. INMH, Bucureşti.

ORGHIDAN, N. (1969) – Văile transversale din România. Studiul geomorfologic, Edit. Academiei, Române, Bucureşti.

PANAITESCU, P.P. (1969) – Introducere la istoria culturii româneşti, Edit. Şt. Bucureşti.

PANIN, N. (1974) – Evoluţia Deltei Dunării în timpul Holocenului, Inst. Geol., St. The. Econom., S.H Geol. Cuat. 5, Bucureşti.

BUJIAN UNIVERSITY LIBRARY

PANIN, N. (1989) – Danube Delta. Genesis, evolution and sedimentology, Rev. Roum. G.G.G., seria Geogr., nr. 33, Bucureşti

PANIN, N. (1996) – Danube Delta. Genesis, Evolution and Sedimentology, Rev. Geo-Eco-Marina (ed. M. Maliţa, M.T. Gomoiu & N. Panin), Bucureşti.

PANIN, N., POPA, A., GAIŢĂ, C., FARNOAGĂ, D. şi HENRY J.V. (1992) – Dinamica sedimentelor pe braţele Dunării în Deltă. Modificările determinate de amenajările hidrotehnice, vol. Lucrările celui de al IV-lea Simpoz. "PEA", Piatra Neamţ

PARASCHIV, D. (1961) – Asupra cursului actual al Dunării în aval de Turnu Severin, Natura, geol., geogr., an XIII, nr. 6.

PARASCHIV, D. (1965) – Piemontul Cândeşti, Studii the. Econ., S.H., Geol. Cuat., 2.

PARASCHIV, D. (1979) – Platforma Moesică şi zăcămintele ei de hidrocarburi, Edit. Academiei Române, Bucureşti.

PAŞCOVSCHI, S., DONIŢĂ, N. (1967) – Vegetaţia lemnoasă din silvostepa României, Editura Academiei, Bucureşti

PAŞCOVSCHI, S., LEANDRU, V. (1958) – Tipuri de pădure din R.P.R., Editura Agrosilvică, Bucureşti

PATRULIUS, D. (1969) – Geologia Masivului Bucegi şi a Culuarului Dâmbovicioara, Edit. Academiei Române, Bucureşti.

PAUCĂ, M. (1972) – Etapele morfogenetice ale Depresiunii Transilvaniei, St. şi Cercet. G.G.G., seria geologie t. 17, nr. 2.

PAUCĂ, M. (1976) – Stratigrafia Miocenului marin pe bază de criterii noi, An. Muz. Şt. Nat. Piatra Neamţ, S. Geol.-Geogr., III, Piatra Neamţ

PĂDURARU, ANETA, PĂDURARU, V. (1968) – Coeficientul scurgerii medii pe râurile din R.S. România, Hidrotehnica gospodărire apelor meteor., 13,2, Bucureşti.

PĂUNESCU, C. (1975) – Soluri forestiere, vol. I. Edit. Academiei, Bucureşti.

PĂTACHIE, IULIA, CĂLINESCU, NICULINA (1973) – Cantităţi excepţionale de precipitaţii înregistrate în secolul XX – pe teritoriul României, St. şi Cercet. de meteorol., INMH, Bucureşti.

PÂNZARU, T. (1986) – Complexul lacustru Turda-Băi, în vol. „ Probleme de geografie aplicată", Universitatea Cluj-Napoca.

PÂRVU, I., CATUNEANU, O. (1989) – Mecanisme posibile pentru geneza Bazinului Euxinic, St. Cercet. Geol, 34, Editura Academiei

PELTZ, S. (1969) – Studiul petrografic al părţii de sud-est a munţilor Călimani, Studii tehn. – econom., S. I, mineralogie – Petrografie, nr.4.

PELTZ, S., PELTZ, MARGARETA (1970) – Contribuţii petrografice şi paleovulcanice la cunoaşterea părţii de sud-vest a Munţilor Gurghiu, D.S. ale Şed. Inst. Geol., LVI/1 (1968 – 1969).

PHILIPOVICI, I. (1960) – Cocoşul de mesteacăn – monument al naturii., Ocrotirea nat., nr. 5., Bucureşti.

PIŞOTA, I. (1971) – Lacurile glaciare din Carpaţii Meridionali, Edit. Academiei, Române, Bucureşti.

PLATAGEA, GH. (1958) – Debitele maxime ale râurilor din R.P.R., Meteor. – Hidrol. – Gospod. Apelor, nr. 1.

PLATAGEA, GH., PLATAGEA, MARIA, ALBOIU, M. (1983) – Dependenţa scurgerii medii multianuale de aluviuni în suspensie pe râurile din R.S.R. de factorii fizico-geografici, St. Cercet. Hidrologie 50, I.M.H. Bucureşti.

PODANI, M., ZĂVOIANU, I. (1971) – Considération sur les inondations catastrophiques de Roumanie de l'année 1970, R.R.G.G.G. – Geogr, 15.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

PODANI, M., ZĂVOIANU, I. (1992) – Cauzele şi efectele inundaţiilor produse în luna iulie 1991 în Moldova, St. Cercet. Geogr. XXXIX.
POP, E. (1960) – Mlaştinile de turbă din R.P.R., Editura Academiei, Bucureşti
POP, E., LUPŞA VIORICA, BOŞCAIU, N. (1970) – Diagrama sporo-polinică de la Tăul Zănoguţii (Munţii Retezat) vol. „Progrese în palinologia românească" Edit. Academiei, Bucureşti.
POP, GH. (1962) – Istoria morfogenetică a vechii suprafeţe de eroziune Fărcaş, din Munţii Gilăului (Munţii Apuseni). St. Univ. „Babeş-Bolyai", seria geol. – geogr. an VII – f. 1, Cluj.
POP, GH. (1988) – Introducere în meteorologie şi climatologie, Edit. Şt. şi enciclopedică, Bucureşti.
POPESCU – ARGEŞEL, I. (1977) – Munţii Trascăului. Studiu geomorfologic, Edit. Academiei, Bucureşti.
POPESCU, N. (1972) – Valea Oltului între Turnu Roşu şi Cozia, Bul. Soc. de şt. geogr. din R.S. România, Seria nouă, vol. II, L XXII. Bucureşti.
POPESCU, N. (1990) – Ţara Făgăraşului, Studiu geomorfologic, Editura Academiei Române, Bucureşti.
POPESCU, A., SANDA, V. (1972) – Efectele poluării atmosferei din unele centre industriale asupra plantelor, Ocrot. nat. t. 16, nr. 2. Bucureşti.
POPESCU, DIDA (1972) – Influenţa mişcărilor neotectonice asupra Subcarpaţilor Buzăului, An. Univ. Bucureşti, geografie, an.XXI.
POPESCU, GH. (1988) – Aspecte privind colmatarea lacurilor de acumulare Paltinu şi Voila jud. Prahova, vol. Lucr. celui de-al II-lea Simpozion "Proveniența şi Efluența Aluviunilor", Piatra Neamţ
POPESCU, N., IELENICZ, M., POSEA, GR. (1973) – Terasele din România, în „Realizări în Geogr. României", Edit. Şt., Bucureşti.
POPESCU-SPINENI, M. (1978) – România în izvoare geografice şi cartografice. Din antichitate până în pragul veacului nostru, Edit. Şt. şi enciclopedică, Bucureşti.
POPESCU-VOITEŞTI, I. (1935) – Evoluţia geologică şi paleogeografică a pământului românesc, Rev. Muz. Min. geol. Univ. Cluj, t V, nr. 2, Cluj.
POPP, N. (1939) – Subcarpaţii dintre Dâmboviţa şi Prahova, Bucureşti.
POPP, N. (1970) – Evoluţia peisajului geografic în Masivul Poiana Ruscă şi relieful său etajat, Simpozionul „Geografia fizică a Carpaţilor", Bucureşti.
POSEA, GR. (1962) – Ţara Lăpuşului, Edit. Şt., Bucureşti.
POSEA, GR. (1967) – Antecedenţă şi captare la văile transversale carpatice. Lucr. Inst. Ped. Oradea, vol. 1.
POSEA, GR. (1972) – Regionarea Carpaţilor româneşti, Terra, IV(XXIV), 3, Bucureşti.
POSEA, GR. (1981) – O singură glaciaţiune în Carpaţi St. şi Cercet., G.G.G., seria Geografie, t. XXVIII, Bucureşti.
POSEA, GR., BADEA, L. (1982) – Regionarea geomorfologică a teritoriului României, Bul. Societ. De Şt. geogr. din R.S. România, serie nouă, vol.vi (LXXV), Bucureşti.
POSEA, GR. BADEA, L. (1984) – România. Unităţile de relief (Regionare geomorfologică), Editura Did. şi Ped., Bucureşti
POSEA, GR., POPESCU, N. (1972) – Etapele morfogenetice ale Carpaţilor româneşti, în „Lucr. Simpoz. de geogr. fiz, a Carpaţilor", Bucureşti.
POSEA, GR., POPESCU, N. (1973) – Piemonturile din România. Geneză şi evoluţie, în „ Realizări în geogr. României", Edit. Şt., Bucureşti.

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

POSEA, GR., POPESCU, N. (1973) – Scara morfocronologică a evoluției teritoriului României, în „Realizări în geogr. României", Edit. Șt., București.
POSEA, GR., POPESCU, N., IELENICZ, M. (1974) – Relieful României, Edit. Șt., București.
PRICĂJAN, A. (1972) – Apele minerale și termale din România, Edit. Tehnică, București.
PRODAN, I., BUIA, AL. (1961) – Flora mică ilustrată a Republicii Populare Române, Edit. Agro-Silvică, București.
PUȘCARIU, V. (1964) – Observații asupra unor păsări rare din Delta și Lunca Dunării, Ocrot. Nat. t. 8, nr. 2, București.
PUȘCARIU, V. (1972) – Păduri, parcuri naționale, și rezervații naturale din România, Ocrotirea nat., t 16, nr. 2, București.
PUȘCARU-SOROCEANU, E. (1970) – Evoluția vegetației din Munții Făgăraș, Simpozionul „Geografia fizică a Carpaților", București.
RĂDOANE, MARIA, ICHIM, I., RĂDOANE, N., DUMITRESCU GH., URSU, C. (1996) – Analiza cantitativă în geografia fizică, Edit. Univ. „Al.I. Cuza", Iași.
RĂDOANE, MARIA, RĂDOANE, N. (1986) – Considerații asupra reliefului format pe gresii și conglomerate din România, An. Muz. de Șt. Nat., Piatra Neamț, S. Geologie-Geogr. V.
RĂDOANE MARIA, RĂDOANE, N. (1992) – Areal distribution of gullies by the grid Square method. Case study: Siret and Prut interfluve, Rev., roum. G.G.G., s. Geographie, 36
RĂDOANE, MARIA, RĂDOANE, N., ICHIM, I., SURDEANU, V. (1999) – Ravenele. Forme, procese, evoluție. Edit. Presa Universitară, Cluj-Napoca.
RĂDOANE, N. (1984) – Rolul înghеț-dezghețului în modelarea actuală a reliefului din bazinul hidrografic Pângărați, St. Cercet. G.G.Gr. S. geografie XXXI, București.
RĂDOANE, N. (1986) – Efectul antropic în proveniența și evoluția aluviunilor în bazine hidrografice mici, Lucr. Simpoz. PEA, Piatra Neamț.
RĂDOANE, N. (1995) – Posibilități de abordare a procesului de creep. Studii caz din zona văii Bistriței Moldovenești, An Univ. „Ștefan cel Mare" Suceava, Secț. Geogr. – Geol., an IV.
RĂDOANE, N. (1996) – Evaluarea producției de aluviuni în bazinul versant al lacului Stânca – Costești (sectorul românesc), St. cercet. de geografie, T. XLIII, București.
RĂDOANE, N., RĂDOANE, MARIA, ICHIM, I., GRASU, C., MICLĂUȘ, CRINA (1997) – Sursele de aluviuni și transportul aluvionar în bazinul hidrografic Bâsca Chiojdului, An. Univ. „Ștefan cel Mare" Suceava, Secț. Geogr. – geol., an VI.
RĂDOANE, N., RĂDOANE, MARIA, ICHIM, I., MICLĂUȘ, CRINA (1995) – Influența mineritului asupra tranzitului de aluviuni pe râul Jiu, amonte de Sadu, Studii și cercet. de geogr., t XLII, București.
RĂDULESCU, D. (1968) – Observații asupra paleogeografiei teritoriului lanțului eruptiv Călimani – Gurghiu – Harghita în cursul pliocenului, în St. și Cercet. G.G.G., Seria geografie, t. 13, nr. 1, București.
RĂDULESCU, D. (1976) – Vulcanii, astăzi și în trecutul geologic, Edit. Tehnică, București.
RĂDULESCU, N.AL. (1959) – Răspândirea alunecărilor de teren în R.P.R., în Probl. de geogr., t VI.
RĂSVAN STROE (1986) – Piemontul Bălăciței. Studiu geomorfologic. Rezumatul tezei de doctorat, Universitatea București.
ROMANESCU, GH. (1996) – Delta Dunării – Studiu morfohidrografic, Editura Corson, Iași

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

ROŞU, AL. (1971) – Observaţii geomorfologice pe latura de nord a Dobrogei, Studii geografice asupra Dobrogei.
ROŞU, AL. (1980) – Geografia fizică a României, Edit. Did. Şi Ped., Bucureşti.
ROŞU, AL., BĂLTEANU, D. (1980) – Caracterizarea cantitativă şi clasificarea unităţilor geomorfologice din România pe baza varietăţii reliefului, Terra, I
RUSU, C. (1970) – Inundaţiile în ţara noastră şi măsurile ce se impun pentru reducerea efectului lor distructiv, Hidrotehnica, 15. Nr. 12, Bucureşti.
RUSU, C. (1997) – Masivul Rarău. Aspecte fizico-geografice, Editura Helios, Iaşi.
RUSU, C., SURDEANU, V. (1997) – Alunecările de teren din Masivul Rarău (Carpaţii Orientali), în vol. "Geografia în Contextul Dezvoltării Contemporane", Cluj-Napoca
SABĂU, RALUCA (1984) – Regimul ceţii de-a lungul sectorului românesc al Dunării, St. şi Cercet. Meteor., IMH, Bucureşti.
SANDU, MARIA (1998) – Culuarul depresiunilor Sibiu – Apold. Studiu geomorfologic. Edit. Academiei Române, Bucureşti.
SAULEA, EMILIA (1967) – Geologie istorică, Edit. Did. Şi Ped., Bucureşti.
SAVIN, C. (1990) – Resursele în apă ale Luncii Jiului, Editura Scrisul românesc, Craiova
SAVU, AL. (1957) – Munţii vulcanici din R.P.R., Natura, nr. 2.
SAVU, AL. (1965) – Aspecte de relief în depresiunea Şimleului, Semin. de geogr., vol. III, Bucureşti.
SAVU, AL., MAC, I., TUDORAN, P. (1973) – Aspecte privind geneza şi vârsta teraselor din Transilvania., în „Realizări în geogr. României", Edit. Şt., Bucureşti.
SAVU, H. (1980) – Genesis of the Alpine Cycle Ophiolites from Romania and Their Associated Calc-Alkaline and Alkaline Volcanies, An. Inst. Geol.-Geof. LVI
SĂNDULACHE, AL. (1970) – Lacurile dulci din Câmpia Transilvaniei, Lucr. Inst. Superior, Oradea.
SĂNDULESCU, M. (1984) – Geotectonica României, Edit. Tehnică, Bucureşti.
SENCU, V. (1965) – Carstul din sarea gemă în România, Studii şi Cercet. G.G.G., seria geografie, t. XII, nr. 1.
SENCU, V. (1967) – Cazanele Dunării. Observaţii geomorfologice, St. şi cercet. G.G.G., seria geografie, t. XIV, nr. 2.
SENCU, V. (1968) – La carte du carst et du clastocarst de Roumanie, în „Rev. roum. géol., géophys., géogr." Serie de géographie, t. XII, nr. 1-2, Bucureşti.
SENCU, V., ZĂVOIANU, I. (1969), Zur Morphohydrographic des Donaudurohbruchs bei Eiseren Tores, Revue, Roum. G.G.G., Geograph., 13,1, Bucureşti
SFICLEA, V. (1980) – Podişul Covurlui. În vol. Masivul Ceahlăului, Ţara Giurgeului, Depresiunea Dărmăneşti, Pod. Covurlui, col. „Cercetări în geografia României, Edit. Şt. şi enciclopedică, Bucureşti.
SIMIONESCU, I. (1973) – Prin munţii noştri, Edit. pentru turism, Bucureşti.
SÎRCU, I. (1953) – Piemontul Poiana Nicoreşti, Studii şi Cercet. şt., Acad. R.P.R., filiala Iaşi, an. IV, f. 1 – 4, Iaţi.
SÎRCU, I. (1958) – Contribuţii cu privire la problema gipfelflurului şi a suprafeţelor de peneplenă, din Munţii Făgăraşului, An. Şt. Univ. „Al.I. Cuza" Iaşi, secţ. II (St. nat.), t. IV, fasc. 1, Iaşi.
SÎRCU, I. (1961) – Contribuţii la studiul suprafeţelor de nivelare din partea nordică a Carpaţilor Orientali româneşti, An. St. Univ. „Al.I. Cuza" Iaşi, secţ. II-a (St. nat.) t. VII, f. 1, Iaşi.

BCU IAŞI – CENTRALA UNIVERSITARĂ LIBRARY

SÎRCU, I. (1964) – Câteva precizări în legătură cu glaciaţia cuaternară din Carpaţii Orientali româneşti, Natura, geol. – geogr., an XIV, nr. 3.
SÎRCU, I. (1971) – Geografia fizică a R.S. România, Edit. did. şi ped., Bucureşti.
SÎRCU, I. (1978) – Munţii Rodnei, Studiu geomorfologic, Edit. Academiei Române, Bucureşti.
SOCOLESCU, M., CIOCÂRDEL, R., AIRINEI, ST., POPESCU, M. (1975) – Fizica şi structura scoarţei terestre din România, Edit. tehnică, Bucureşti.
SORAN, V. (1991) – Nişa ecologică în contextul genofondului carpatin. Rev. pădurilor nr. 4, 1. Bucureşti.
SORIN, T., TEACĂ, I. (1988) – Aportul albiilor la formarea debitelor solide pe râul Vălsan, Lucr. celui de-al II-lea Simpozion "Proveniența şi Efluența Aluviunilor", Piatra Neamț
SOROCEANU, N. (1989) – Consideraţii asupra conceptului şi evaluării fenomenului de secetă, cu referire la Podişul Moldovei, St. şi Cercet. Meteorologie, nr. 3 I.M.H., Bucureşti.
SOROCOVSCHI, (1986) – Potenţialul scurgerii medii anuale a râurilor din nord-vestul Carpaţilor Orientali, în vol. „Probleme de geografie aplicată", Universitatea Cluj-Napoca.
SOROCOVSCHI, V. (1991) – Resursele de apă ale râurilor din Podişul Târnavelor, Rezumatul tezei de doctorat, Univ. "Babes-Bolyai" Cluj-Napoca
SPĂTARU, A. (1979) – Plajele litoralului şi procesele de eroziune, Hidrotehnică, vol.24, lucr. 3, Bucureşti.
SPIRESCU, M. (1970) – Loessuri şi soluri fosile. St. Tehn.. Econ., seria C, Pedol. V, 6, Bucureşti.
SPIRESCU, M. (1972) – Raportul sol – relief cu referire asupra unor regiuni cuprinse între Carpaţii Meridionali şi Dunăre. Rezumatul tezei de doctorat.
STANCESCU, I. (1983), Carpaţii, factori modificatori ai climei, Edit. Ştiinţifică şi Enciclopedică, Bucureşti.
STANCESCU, I., DAMIAN, DOINA, ŞERBU, CORNELIA (1986) – Unele particularităţi în repartiţia precipitaţiilor atmosferice în zona Carpaţilor Româneşti şi a regiunilor limitrofe datorate proceselor foehnale. St. şi Cercet., Meteor., IMH, Bucureşti.
STĂNESCU, E. (1969) – Semnificaţii istorice ale numelui poporului şi ţării noastre, Rev. magazin istoric an III, nr. 10.
STOENESCU, ŞT.M. (1959) – Date noi referitoare la clima R.P.R., Probleme de geogr. VI, Bucureşti.
STRUŢU, MARGARETA, MILITARU, FL. (1974) – Carpaţii şi rolul lor în evoluţia ciclonilor în deplasare retrogrală, Cul. Lucr. de meteor. / 1971, IMH, Bucureşti.
SURDEANU, V. (1998) – geografia terenurilor degradate I. Alunecările de teren. Presa Universitară Clujană, Cluj Napoca.
SURDEANU, V., BORŞARU, I., BUF, N. (1980) – Dinamica de profunzime a alunecărilor de teren, cu exemplificări din Valea Bistriţei, Şt. Cercetării G.G.G., S. Geogr. XXVII, Bucureşti.
SURDEANU, V., RĂDOANE, N., CATANA, C. (1988) – Alunecarea de teren de la Taşbuga (Carpaţii Orientali), Lucr. Staţ. De Cercetări „Stejarul" Piatra Neamţ, vol. 9, s. Geografie, Piatra Neamţ.
ŞELARIU, O. (1982) – Aspecte morfologice actuale la litoralul românesc al Mării Negre. Bul. Societ. de St. geogr. din R.S. România. Serie nouă, vol. VI (LXXVI), Bucureşti.

BCU IAŞI – CENTRU UNIVERSITAR LIBRARY

TEACI, D. (1957) – Unele probleme legate de răspândirea loessului şi a rocilor loissoide în ţara noastră şi a solurilor formate pe ele. Natura an IX, nr. 3.
TEODOREANU, EL. (1980) – Culuarul Bran – Rucăr. Studiu climatic şi topoclimatic, Edit. Academiei, Bucureşti.
TEODOREANU, EL., MIHAI, EL. (1971) – Expoziţia versanţilor, unul din factorii determinanţi ai topoclinatului în peisajul geografic, Bul. Soc. De Şt. geogr. din R.S.R., serie nouă, vol. I (LXXI), Bucureşti.
TILINCA, Z., FĂRCAŞ, I., MIHĂILESCU, MIHAELA (1976) – Contribuţii la studiul sinoptic al foehnului în Munţii Apuseni, St. şi Cercet., Meteorol., partea I/2, IMH, Bucureşti.
TOPOR, N. (1964) – Ani ploioşi şi secetoşi în Republica Populară Română, Inst. meteorologic, Bucureşti.
TOPOR, N. (1970) – Cauzele unor ploi cu efect catastrofal în România, Hidrotehnica XV, 11, Bucureşti.
TOPOR, N., STOICA, C. (1965) – Tipuri de circulaţie atmosferică deasupra Europei, C.S.A., IM. Bucureşti.
TRACI, C. (1985) – Împădurirea terenurilor degradate, Editura Ceres, Bucureşti
TRACI, C., COSTIN, E. (1966) – Terenurile degradate şi valorificarea lor pe cale forestieră, Edit. Agro-Silvică, Bucureşti.
TRUFAŞ, V. (1963) – Dolinele de la Nucşoara – Argeş, Probleme de geografie, t X.
TRUFAŞ, V., SELARIU, O. (1967) – Procese morfologice ale ţărmului românesc al Mării Negre, în Hidrotehnica – Gospod. Apelor, Meteorol. t XII.
TRUFAŞ, V., SENCU, V. (1967) – Tipuri litologice de carst. din România, Analele Univ. Bucureşti. Şt. nat. geolog. geogr.an XVI, nr.1.
TUFESCU, V. (1966) – Modelarea naturală a reliefului şi eroziunea accelerată, Edit. Academiei R.P.R., Bucureşti.
TUFESCU, V. (1966) – Subcarpaţii, Edit. Şt. Bucureşti.
TUFESCU, V. (1970) – Nivele de aplatizare a reliefului la Curbura Carpaţilor, Simpozion „geografia fizică a Carpaţilor", Bucureşti.
TUFESCU, V. (1974) – România, natură, om, economie, Edit. ştiinţifică, Bucureşti.
TUFESCU, V., MARTINIUC, C., ŞANDRU, I. (1973) – Piemontul Moldovei, Vol. „Piemonturile", Centrul de multiplicare al Universităţii din Bucureşti.
ŢÂŞTEA, D., LORENTZ, RAISA, BÂZAC GH. (1976) – Zonarea vitezelor maxime anuale ale vântului pe teritoriul României, Studii şi cercet. I/2, meteor. I.M.H., Bucureşti.
ŢÂŞTEA, D., MIHA, IOSEFINA (1978) – Zonarea parametrilor de intensitate maximă a ploilor şi vântului pe teritoriul României. St şi Cercet. Meteorol. I.
ŢEPEŞ, EL. (1970) – Repartiţia frecvenţelor zilelor de iarnă pe teritoriul R.S.R., H.G.A.M., 15, 4, Bucureşti.
ŢÂŞTEA, D., CĂLINESCU, GH., SOARE, EL. (1990) – Consideraţii privind diferenţa de presiune atmosferică (Carpaţii Meridionali) ca factor generator al intensificărilor vânturilor din sectorul sudic la staţia meteorologică Boiţa. St. şi Cercet. Meteor., 4, IMH, Bucureşti.
UNGUREANU, IRINA (1978), Hărţi geomorfologice, Edit. Junimea, Iaşi.
UJVÁRI, I. (1957) – Despre bilanţul apei pe teritoriul R.P. Române, Met. Hidrol, 2, 4
UJVARI, I. (1972) – Geografia apelor României, Edit. Şt. şi enciclopedică, Bucureşti.
UJVARI, I. (1979) – Geoecologie, sisteme şi modele în geografie, Univ. „Babeş-Bolyai", Cluj-Napoca.
UJVÁRI, I. (1980) – Les types de regime hidrique des rivieres de la Roumanie, Rev. Roum. G.G.G., Geogr, 24, Bucureşti

BCU CLUJ / BABEŞ-BOLYAI UNIVERSITY LIBRARY

UJVÁRI, I., NIŢULESCU, M., PĂDURARU, M. (1958) – Secarea râurilor din R.P.R. şi condiţiile specifice acestui fenomen, Meteorol., Hidrol., Gospod. Apelor, nr. 4

UJVARI, I., PÂRVULESCU, DOINA, PANDI, G. (1986) – Viiturile şi scurgerea maximă a râurilor din Câmpia Transilvaniei, în vol. „probleme de geografie aplicată", Univ. Cluj-Napoca.

URDEA, P. (2000) – Munţii Retezat. Studiu geomorfologic. Edit Academiei Române, Bucureşti.

VANCEA, P.I. (1960) – Neogenul Bazinului transilvaniei, Edit. Academiei, Bucureşti.

VÂLSAN, G. (1919) – Asupra trecerii Dunării prin Porţile de Fier, Studiu de geografie critică Bul. Soc. Rom. geogr., t. XXXVII (1916 – 1918).

VÂLSAN, V. (1940) – Morfologia văii superioare a Prahovei şi a regiunilor vecine, Bul. Soc. Rom. geogr. LVIII, Bucureşti.

VELCEA, VALERIA (1964) – Relieful ca element de bază în cercetările fizico-geografice, Natura, S. geol.-geogr., nr. 3.

VELCEA, VALERIA (1973) – Modelarea torenţială în Carpaţii româneşti, Terra, an V (XXV), nr. 2.

VELCEA, VALERIA (1973) – Procesele geomorfologice actuale din România, în vol. „Realizări în geografia României", Edit. Şt. Bucureşti.

VELCEA, VALERIA, BADEA, L. (1979) – O propunere de regionare fizico-geografică a teritoriului României, Terra XI (XXXI), 3, Bucureşti.

VELCEA, VALERIA, PĂTROIESCU, MARIA, TRUFAŞ, V. (1979) – Conceptul geografic al interrelaţiei pădure-mediu ambiant, Rev. pădurilor S. Silv., 94. 4. Bucureşti.

VELCEA, VALERIA, SAVU, AL. (1982) – Geografia Carpaţilor şi a Subcarpaţilor Româneşti, Edit. Did. Şi Pedag., Bucureşti.

VESPREMEANU, E. (1973) – Problemele suprafeţelor de nivelare de tipul prediment şi glacis. În. Vol. „Realizări în geogr. Rom.", Edit Şt., Bucureşti.

VESPREMEANU, E. (1980) – Calitatea mediului înconjurător. Probleme actuale şi de perspectivă, Terra XII (XXXII), 2, Bucureşti.

VIEHMANN, I. (2000) – Curs de speologie generală, Editura Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca

VOICULESCU, M. (1995) – Variabilitatea regimului nivometric în arealul Staţiei Bâlea – Lac (Munţii Făgăraş) Studii şi Cercet. de geogr., t XLII, Bucureşti.

ZĂVOIANU, I. (1978) – Morfometria bazinelor hidrografice, Edit. Academiei, Bucureşti.

ZĂVOIANU, I. (1985) – Scurgerea de aluviuni pe râurile mici din Subcarpaţii Buzăului, vol. "Cercetări Geomorfologice pentru Lucrările de Îmbunătăţiri Funciare" (Edit. D. Bălteanu, Ş. Dragomirescu, Cristina Muică), Bucureşti

ZĂVOIANU, I., ALEXANDRESCU, MIHAELA CAMELIA, ANGHEL, ATANASIE, MUSTATEA (1995) – Corelaţii între precipitaţii şi altitudine în Carpaţii Meridionali, Studii şi cercet. de geogr. t. XLII, Bucureşti.

*** (1963) – Zona de vărsare a Dunării. Monografie hidrologică (sub redacţia C. Diaconu şi I. Nichiforov), C.S.A. şi I.C.O., Bucureşti.

*** (1960) – Monografia geografică a R.P.R. I. geografia fizică, Edit. Academiei, Bucureşti.

*** (1952-1976) – Flora R.P. Române – R.S. România, Editura Academiei, Bucureşti

*** (1961 - 1962) – Clima R.S. România, vol I şi II, Institutul de meteorologie, Bucureşti.

*** (1967) – Dunărea între Baziaş şi Ceatal Ismail, monografie hidrologică

*** (1969) – Geografia Văii Dunării româneşti, Edit. Academiei, Bucureşti.

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

***(1970) – Agrometeorologie (coordonatori Berbecel O. şi Stancu M.), Edit. „Ceres", Bucureşti.
***(1971) – Râurile României. Monografie hidrologică (sub redacţia C. Diaconu) I.M.H., Bucureşti.
*** (1974) – Atlasul secării râurilor din România, IMH, IGFCOT, Bucureşti
*** (1975 - 1979) – Atlasul geografic naţional, Institutul de Geografie
*** (1981) – Pădurile României (sub redacţia C. Chiriţă), Edit. Academiei, Bucureşti.
***(1982) – Cutremurul de pământ din România de la 4 martie 1977, Edit. Academiei, Bucureşti.
***(1983) - Geografia României I, Geografia fizică, Editura Academiei, Bucureşti.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

EDITURA UNIVERSITĂȚII
SUCEAVA

« În răsăritul Europei peninsulare, la marginea imensei câmpii ruso-siberiene, acolo unde Carpații se încovoaie într-un arc vast spre a se uni cu Balcanii, acolo unde Dunărea - « regele fluviilor Europei» - se varsă în Marea Neagră, locuieşte cel mai depărtat şi mai stingher vlăstar al rasei latine: poporul român. Strânşi în ghem, parcă instinctiv alegându-şi, împotriva atâtor năvăliri şi duşmănii, forma cea mai potrivită pentru rezistență etnică, românii sunt înrădăcinați pe bastionul ocolit de munți al Transilvaniei, revărsându-se pe povârnişurile din jur »

George Vâlsan

I.S.B.N. 973 – 8293 – 19 –7

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY